



Decifrando a Terra preenche uma lacuna na literatura didática em Geociências. Com abordagem introdutória apresenta a dinâmica natural do planeta Terra de forma moderna. Seu escopo multidisciplinar explicando conceitos básicos das Ciências Geológicas está voltado ao estudante universitário nos cursos de Geologia, Geofísica, Geografia, Biologia, Química, Oceanografia, Física e Engenharias, bem como ao público interessado em compreender como funciona seu Planeta. Ao enfatizar o papel do ser humano como agente transformador da superfície terrestre, induz o leitor a uma reflexão responsável sobre assuntos que afetam o desenvolvimento da sociedade.

Patrocinadores:







P	REFACI	0	71				
ſ	OPL	NETA TERRA E SUAS ORIGENS					
	1.1	Estrucura do Universo					
	1.2	Como Nascen o Universo					
	1.3	Evolução Estelar e Formação dos Elementos					
	1.1	O Sistema Solar					
1	1.5	Meteorius					
	1.6	Planerologia Comparisla					
	1.7	Perspenyas du Estudo do Universo					
200	MINERAIS E ROCHAS: CONSTITUINTES DA TERRA SÓLIDA						
		Minerais. Unidades Constituintes das Rochas					
	3.7	Rochae Unidades Formadoras da Crosta					
1	RISMIN	CIDADE E ESTRUTURA INTERNA DA TERRA					
	3.1	O que É o Terremono?					
	3.3	Estrutura Interna da Terra					
	3.3	Mediodo os Terremonos	50				
	3.4	Sismicidarie Mundial	54				
00	INVES	STIGANDO O INTERIOR DA TERRA	63				
	4.1	O spic è a Gravidade					
	4.2	Mediado a Gravidade	65				
	4.3	A Forma da Terra	66				
	4.4	Interpretando Anomalias Gravimétricas					
	1.2	O Princisso da Isostasia	69				
	4.6	A Teres como um Imenso Iras					
	47	Representação Vetorial do Campo Magnético					
	1.8	A Magnetosleta	74				
	41.0	Por que o Campo Magnetico e Variavel	76				
	4,10	Mapas Magnéticos e Anomalias Magnéticas					
	4.11	O Mecanismo de Dinamo na Geração do Campo Magnetico					
	4.12						
	4.13						
	1.14	Magnetismo das Rochas e a Deriva dos Continentes	81				
1000	A CON	MPOSIÇÃO E O CALOR DA TERRA					
	13	Introducio.					
	5.2	Modelos de Estrutura e Composição.					
	5.3	O Calor do Interio: da Terra	90				
fs	TECT	ÔNICA GLOBAL	97				
	6.1	O Surgimento da Teoria da Deriva Confinental	98				
	6.2	Anos 50: O Ressangimento da Teoria da Denva Continental					
	6.3	O Sargimento da Teoria da Terrónica Global	101				
	6-1	Placis Tectoricas					
	0.5	A Dança dos Continentes					

7	cicle	D DA AGUA, AGUA SUBTERRÂNEA E SUA AÇÃO GEOLÓGICA	113
	7.1	O Movimento de Agua no Sistema Terra - Ciclo Hidrológico	
	7.2	Água no Subsolo: Água Subrerrines	118
	7.3	Ação Geológica da Água Subterrânea	127
8	INTER	IPERISMO E FORMAÇÃO DO SOLO	139
	¥ 8.1	Tipos de Intemperismo	
	8.7	Intemperismo, Erosão e Sedimentação	144
	8.3	As Reações do Intemperismo	144
	804	Distribuição dos Processos de Alteração na Superficie da Terra	148
	8.5	Fatores que Controlam a Alteração Intempérica	150
	8.6	Produtos do Intemperismo	157
9	SEDIA	MENTOS E PROCESSOS SEDIMENTARES	167
	9.1	Como Formas e Processos se Relacionami.	170
	9.2	Biografia de um Grão de Areia	150
	07,3	Sedimentos que Não São Grãos: o Transporte Químico (único)	174
	0,4	Dando Nomes aos Sedimentos	175
	9,5	Categorias de Transporte Mecanico	179
10	RION	E PROCESSOS ALUVIAIS	191
	10.1	Bacias de Drenagem	192
	10.2	Rios	196
	10.3	Leques Aluviais e Deltaicos	200
	16,4	Os Depósitos Alaviais no Registro Geológico	202
11	ACAC	GLOLÓGICA DO GELO	215
	11.1	Gelo e Geleiras	216
	11.2	Açlıs Glacial Terrestre	222
	11.3	Ação Glacial Marinha	238
	11.4	Glaciação ao Longo do Tempo Geologico	
	11.5	Causas das Glaciações	
12	PROG	ESSOS FÓLICOS E A AÇÃO DOS VENTOS	247
	12.1	Os Mecanismos de Transporte e Sedimentação	250
	15.0	Registros Produzidos pelo Vento	252
	12.3	Depósitos Eólicos Importantes na História Geológica do Planeta	250
	12.4	Caracteristicas Mineralogicas e Físicas dos Sedimentos Eólicos.	250
	12.5	Registros Sedimentares Eólicos Antigos	
13		CESSOS OCEÁNICOS E A FISIOGRAFIA DOS FUNDOS MARINHOS	261
	13.1	O Relevo dos Oceanos	264
	13.2	A Origem e a Distribuição dos Sedimentos nos Fundos Oceanicos Amais	265
	13.3	Processos Responsáveis pela Distribuição de Sedamentos Marinhos	275
	13.4	A Fisiografia da Margem Continental Brasileira e o Fundo Oceánico Adjacente	28
	13.5	Perspectivas da Exploração dos Fundos Oceanicos	283
	2.33	CLIME MAN THE PARTITION OF PARTITION OF STREET	

14		SITOS E ROCHAS SEDIMENTARES					
	1-L1	Transformando Sedimentos em Rochas Sedimentares					
	14.2	Componentes de Rochas Sedamentares					
	14.3	Dando Nomes às Rochas Sedimentares					
	[4]	Para que Servem as Rochas e Depósitos Sedimentares	301				
15	EM BUSCA DO PASSADO DO PLANETA: TEMPO GEOLÓGICO						
	15.1	Como Surgiu a Geologia e uma Nova Concepção do Tempo					
	15.2	Datação Relativa e o Estabelecimento da Escala de Tempo Geológico					
	15.3	Principios e Métodos Modernos de Daração Absoluta	320				
	15.4	A Humanidade e o Tempo Geológico	326				
16	ROCE	IAS ĪGNEĀS	327				
	16.1	Magma: Caractensticas e Processos de Consolidação	329				
	16.2	Variedade e Características das Rochas Ígneas	335				
	16.3	Rochas Intrusivas; Modos de Ocorrência e Estreturas					
	15.4	Magmatismo e Tectorica de Placas					
17	VULC	ANISMO: PRODUTOS E IMPORTÂNCIA PARA A VIDA					
		Conhecendo os Produtos Vulcanicos					
	17.2	Morfologia de um Valcão.					
	17,3	Estilos Eruptivos					
	17.4	Vulcanismo e seus Efeitos no Meio Ambiente					
	17.5	É Possivel Prever Riscos Vulcánicos?	375				
	17.6	Vulcanismo e seus Beneficios					
18	ROCE	IAS METAMÓRPICAS	381				
	18.1	Evolução Histórica dos Estudos sobre Metamorfismo					
	18.2	Entores Condicionantes do Meramorfismo					
	-	Processos Físico-químicos do Metamorfismo					
	18.4	Tipo de Metamorfismo					
	18.5	Sistemática do Estudo Geológico dos Terrenos Metamórficos					
	18.6	Mineralogia, Texturas e Estruturas de Rochas Metamorficas					
	18.7	Nomenclatura de Rochas Metamórficas					
	18.8	Rochas Metamórficas e a Tectónica Global					
19	ECTO	CTUDAS EM DOCUTAS	100				
12		TURAS EM ROCIUAS					
	19.1	Principios Mecánicos da Deformação					
	19,2	Formando Dobras					
	10_3	Formando Falbas					
21	RECURSOS HÍDRICOS						
	2(1,1	Abundânçia e Distribuição de Água Doce no Planeta					
	20.2	Demanda de Água					
	20.3	Impactos das Auvidades Antrópicas nos Recursos Hidricos					
	20.4	O Recurso Hidrico Subterrâneo					
	20.5	A Influência das Atividades Antrópicas nos Recursos Hídricos Subterrâncos					
	313.0	A Contaminação da Água Subterrânea					
	20.7	Proteção das Águas Subterraneas	442				

21	RECURSOS MINERAIS	445
	21.1 Depósito Mineral: Conceitos Básicos	
	21.2 Os Principais Tipos Genéticos de Depósitos Minerais - Feições Essenciais	456
	21.3 Tectônica Global e Depósitos Minerais	461
	21.4 Descobrindo Novos Depósitos Minerais	462
	21.5 Panorama dos Recursos Minerais do Brasil	
	21.6 Recursos Minerais e Civilização	467
2.7	RECURSOS ENERGÉTICOS	471
	22.1 Biomassa	472
	22.2 Combustíveis Fósseis	472
	22.3 Energia Nuclear	
	22.4 Energia Geotérmica	482
	22.5 Hidreletricidade	488
	22.6 Outras Fontes de Epergia	489
23	PLANETA TERRA: PASSADO, PRESENTE E FUTURO	493
	23.1 () Ritmo e Pulso da Terra	495
	23.2 As Linhas-Mestre da História da Terra	499
	23.3 Tendências Seculares na História Geológica	500
	23.4 Ciclos Astronómicos e Geológicos	306
	23.5 Eventos Singulares e seus Efeitos	
24	A TERRA, A HUMANIDADE E O DESENVOLVIMENTO SUSTENTAVEL	TO THE THE
	24.1 Como Nasceu o Conceito de Desenvolvimento Sustentavel	502
	24.2 A Globalização e a Dinâmica Social do Final do Século XX	524
	24.3 Papel das Georiências no Século XXI	500
	24.5 Globalização versus Sustentabilidade	
BI	BLIOGRAFIA COMPLEMENTAR	529
A.I	PÉNDICE I Classificação Sistemática de Minerais e seus Usos	
AF	PÉNDICE II Conversão de Unidades	537
11	PÉNDICE III Dados Numéricos sobre a Terra	538
Al	PÉNDICE IV Minerais como Fonte de Elementos Químicos	539
Al	PENDICE V Minerais Empregados em sua Forma Natural	544
Al	PÉNDICE VI Resistência Mecânica de algumas Rochas	
in	NDICE REMISSIVO	

PREFÁCIO

Decifrando a Terra objetiva preencher uma lacuna ha muito sentida na literatura didática em Geocièncias, substituindo textos anteriores em lingua portuguesa, tradicionalmente utilizados pela comunidade universitária. Apresenta uma temática introdutória, porém ampla e moderna, acerca da dinâmica natural do planeta Terra. Seu escopo multidisciplinar enfoca conceitos básicos das Ciências Geológicas e está voltado ás necessidades do estudante universitario nos cursos de Geologia, Geofísica, Geografia, Biologia, Química, Oceanografia. Física e Engenharias, entre outros, bem como ao leitor leigo interessado em compreender como seu planeta funciona. Ao enfatizar o papel do ser humano como agente transformador da superfície terrestre, induz o leitor a uma reflexão responsável sobre assuntos que afetam o desenvolvimento da sociedade.

Em seus dois anos de maturação, o projeto Decifrando a Terra reuniu mais de 30 conceituados cientistas da Universidade de São Paulo e resulta, agora, nesta obra de excelente qualidade didática e gráfica, organizada em 24 capítulos ricamente illustrados, que aborda em linguagem acessível os processos geológicos internos e externos da Terra, com enfase em exemplos brasileiros e sul-americanos sem, no entanto, descartar casos clássicos da literatura especializada. Termos técnicos importantes estão destacados em negrito ao longo do texto, sendo objeto de um indica remissivo no final do livro. Tópicos e temas complementares muito atuais são também apresentados, tais como Geologia, Sociedade e Meio Ambiente. Desenvolvimento Sustentável. Alteração Superficial, problemas de Poluição de Solo e Aquiferos, Recursos Minerais, Hidricos e Energéticos, e ainda as perspectivas da Geologia como Ciência. Como não é possível abordar a totalidade dos temas ou mesmo aprofundar determinados assuntos para os leitores mais críticos, uma bibliografia específica é apresentada ao final de cada capítulo. O livro ainda reúne em sua parte final uma série de apêndices com tabelas que complementam informações de interesse mais geral.

Coube aos editores a responsabilidade pela decisão final da temática e forma da obra além da leitura crítica. As ilustrações receberam especial cuidado na sua definição e elaboração, com assessoramento direto dos autores. Muito desse material é propositadamente describvo, de modo a trazer ao leitor os fundamentos teóricos complementares para melhor entendimento do texto. Para as imagens fotográficas neste livro foi utilizado material cedido de acervos pessoais dos autores, colegas e estudantes, bem como imagens colhidas de publicações especializadas e de diferentes fontes da Internet.

Nesta oportunidade, os autores expressam seus agradecimentos aos docentes, funcionários e alunos da Universidade de São Paulo (USP), bem como a diversas outras pessoas e instituições colaboradoras, que tornaram possível a conclusão deste projeto, em especial o apoio do Instituto de Geociéncias (IGc) da USP e ao gerendiamento finánceiro realizado pela Fundação de Estudos e Pesquisas Aquáticas - Fundespa. Agradecemos particularmente aos seguintes colaboradores por sua participação em diversas etapas do trabalho.

A Gambarini, Alen P Nutman, A. Ruellan, A. V. Suhogusoff, A. V. Morgan/Un. of Waterloo, A. P. Dumbark, Carl O. Dunbar Jr., C. Cingolani, C. H. Grohman de Carvalho, C. M. Noce, C. Schobbenhaus/DNPM, C. Secchin, E. Helter, E. Molina, F. Munizaga, F. Penalva (in memoriam), F. R. Alves, G. Slavec, G. Leonardi, I. Wahnfried, J. D. Griggs do U. S. Geological Survey, J.W. Schopf/Precambian Paleobiology Research Group, J. J. Bigarella, J. Florence/Un. of Arizona News Services, L. L. Casais e Silva, L. G. Sant Anna, L. M. Victor/Inst. Geofisico da Un. de Lisboa, Massaru Yoshida/Osaka City Univ. M. A. Chamadoira, M. Coutinho, M. Hambrey, N. Ussami, O. Bortolotto, P. Abori, P. Comin-Chiaramonti, P. R. Renne, P. Tackley, R. Andreis, R. G. de Araujo, R. Linsker, R. L. Christiansen do U. S. Geological Survey, R. P. Conde, R. Simone, R. Trouw, R. Trindade, R. Linsker, S. B. Citrone, S. F. Beck, S. N. Saito, S. S. Gouvela, S. C. Morris/Un. of Cambridge, S. M. Stanley, M. K. Blaustein/ Departament of Earth&Planetary Sciences, T. C. Samara, Thomas M. Fairchild, W. Shukovsky, W. K. Hartmann/Planetary Science Institute, Zig Koch.

e às seguintes instituições:

British Geological Survey, Companhia de Energia do Estado de São Paulo - CESP, Geological Survey of Japan, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE/S J, dos Campos, Institut of Technology Development/Space Remote Sensing Center, Instituto de Investigação Científica Tropical, IPT, John Wiley&Sons International Rights, NASA, NOAA, The McGraw-Hill Companies, United States Geological Survey, Wm. C, Brown Publishers.

Os editores agradecem, sobretudo, ao valioso patrocinio financeiro concedido pela Agência Nacional do Petróleo (ANP), da Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração (CBMM) e pelo Grupo Votorantim-Cimentos, sem o que não teria sido possível concluir o projeto *Decifrando a Terra*. Por fim, somos gratos à Editora Oficina de Textos que se propôs a publicar uma obra desta magnitude pela primeira vez no País, obra esta que esperamos seja uma referência para os universitários interessados em conhecer o nosso planeta Terra.

Sobre os patrocinadores:

A Agencia Nacional do Petroleo – ANP – tem por missão regular a indústria de petroleo e gás natural, contratando, regulamentando e fiscalizando suas atividades, promovendo a livre-concorrência e o desenvolvimento nacional, sempre com o espírito de preservação do Interesse público e do meio ambiente.

A Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração – CBMM – sediada em Araxá, MG, desenvolve a extração, beneficiamento e industrialização do minério de nióbio. É a principal fornecedora de produtos de nióbio

no mercado mundial e a única empresa produtora presente em todos os segmentos do mercado. A CBMM atende á totalidade da demanda nacional e exporta seus produtos para 45 países. Considerando a atual taxa de consumo de nióbio, a reserva mineral da CBMM pode atender por vários seculos ás necessidades deste recurso em todas as suas formas – lígas, óxidos e nióbio metálico.

A Votorantim é um grupo com mais de 80 anos de existência, que se dedica a atividades como a metalurgia e mineração, a produção de cimento e papel, bem como à atuação na agroindústria, indústria química, na produção de energia e em serviços financeiros. O Grupo Votorantim, um dos cinco maiores conglomerados industriais de capital 100% nacional, destaca-se pela qualidade de seus produtos e serviços, estando presente em todas as regiões do Brasil, por meio de suas várias empresas que se voltam inclusive para a exportação de seus principais commodities, como o alumínio, o zinco, o niquel, a celulose e o suco de laranja.

Sobre os organizadores/editores

- Wilson Teixeira: Geólogo (1974). Mestre (1978), Doutor (1985). Livre Docente (1992) e Professor Titular (1996) pelo IGC-USP. Professor Titular (1996) do Departamento de Mineralogia e Geotectônica, bem como Diretor deste Instituto desde dezembro de 1999. Realiza pesquisas em Geocronologia e Geotectônica. Membro titular da Academia Brasileira de Ciências desde 1998. É assessor científico da FAPESP, pesquisador e membro titular do comitó assessor do CNPq, bem como assessor ad hoc da CAPES. Foi membro titular do Conselho Editorial do Boletim IGC (1997-1999), e-mail: wteixeir@usp.br
- Maria Cristina Motta de Toledo: Geóloga (1977). Mestre (1981). Doutora (1986) e Livre Docente (1999) pelo IGC-USP. Professora Associada do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental deste Instituto. Reponsável por um programa de divulgação des Geociências junto à Secretaria Estadual de Cultura e a Secretarias Municipais de Cultura e Escolas de 1º e 2º graus no Estado de São Paulo de 1991 a 1995. Realiza pesquisas em Geoquímica de Superfície. Foi Coordenadora do Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do IGC-USP de 1995 a 1996 e editora associada da Revista Geochimica Brasiliensis de 1996 a 1999, e-mail: mcristol@usp br
- Thomas Rich Fairchild: Bacharel em Geologia (1966) pela Stanford University (EUA) e Doutor (1975) pela Universidade da Califórnia em Los Angeles (UCLA, EUA). Professor Doutor do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IGC-USP. Realiza pesquisas em Paleontologia do Pre-Cambriano. Em 1966, veio ao Brasil pela primeira vez pelo Corpo da Paz (Peace Corps), programa governamental criado pelo Presidente Kennedy, atuando durante três anos como auxiliar de ensino na Escola de Florestas (Curitiba) da Universidade Federal do Paraná UFPR. e-mail: trfairch@usp.br.
- Fabio Taioli: Geologo (1973) pelo IGc-USP, Mestre em Mining Engineering (1987) pela Pennsylvania State University (EUA), Doutor (1992) e Livre Docente (1999) pelo IGc-USP, Professor Associado do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental deste Instituto. Trabalhou como Geofisico na Petrobrás (1974/75) e no Instituto de Pesquisas Tecnológicas (1975/95). Desenvolve pesquisas nas áreas de Mecánica de Rochas, Geologia de Engenharia, Geofisica Aplicada e Geologia Ambiental. Ativo na Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Sociedade Brasileira de Geofisica. É assessor científico da FAPESP, CNPq, CAPES e FINEP e-mail: ftaioli@usp.br

AUTORES

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Professores Titulares:

Antônio Carlos Rocha Campos Cláudio Riccomini Jorge Silva Bettencourt Umberto Giuseppe Cordani Wilson Teixeira

Professores Associados:

Colombo Celso Gaeta Tassinari Excelso Ruberti Fabio Taioli Joel Barbujiani Sigolo Marcos Egydio Silva Mana Cristina Motta de Toledo Paulo Roberto Santos Rômulo Machado Sônia Maria Barros de Oliveira

Professores Doutores

Daniel Atencio
Gergely Andres Julio Szabó
Ian McReath
Ivo Karmann
João Moreschi
José Barbosa Madureira Filho
Marly Babinski
Paulo Cesar Fonseca Giannini
Ricardo Hirata

Professor Assistente

Thomas Rich Fairchild

Coriolano de Marins Dias Neto

INSTITUTO ASTRONÔMICO E GEOFÍSICO

Professor Titular

Professores Associados:

Marcelo Sousa de Assumpção Márcia Emesto Leila Soares Marques

INSTITUTO OCEANOGRÁFICO

Professores Doutores

Michel Michaelovitch Mahiques Moyses Gonsalez Tessler

ESCOLA SUPERIOR DE AGRONOMIA E AGRICULTURA LUÍS DE QUEIROZ

Professor Titular Adolpho Jose Melfi

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANA

Professor Assistente

O PLANETA TERRA E SUAS ORIGENS



Umberto G. Cordani

planeta em que vivemos e formado pelo mesnoi material que compôe os demais corpos do Sistema Solar e túdo o mais que faz parte de nosso. Universo. Assim, a origem da Terra está ligada intrinsecamente a formação do Sol, dos demais planetas do Sistema Solar e de todas as estrelas a partir de navem de gis e pocira interestelar. Por isso, na investigação da origem e evolução de nosso planeta, é necessário recorner a uma análise do espaço exterior mais longinquo e, no mesmo tempo, as evidencias que temos do passado mais remoto. Com base nas informaçõesdecorrentes de diversos campos da Ciencia (Física, Quenica, Astronomia, Astrofbica, Cosmoquinica, bem como estadando a material terrestre (composição química, fases minerais, etc.), ja foram obtidas respostas para algumas importantes questoes que dizem respeito à nossa existencia:

- Como se formatam os elementos spanieros?
- · Como se formação as estrelas?
- · Como se tormaram os planetas do Sistema Solar?
- · Qual é a idade da Terra e do Sistema Solar?
- · Qual e a idade de Universor
- Qual é o futuro do Sistema Solar, é do próprio Universo?

Para as quatro primeiras perguntas la existem evidencias suficientes para estabelecer tima razolavel confiança nos pesquisadores em relação as mas teonas, baseadas no conhecimento elemífico, tanto teórico como pránco, observacional ou experimental. A quanta e a sexta talvez também possam var a ser respondadas a comento com o progresso da Ciência.

Contudo, o que existia antes do Universo Para esta pergunta ainda não temos esperança de resposta no campo do esobecimento científico convencional, e tal questãos permanecerá como objeto de considerações filosoficas e metafísicas - tema de ambito das diterentes religiões, emos dogmas implicam a presenca de um Criador, exercendo sua vontade superior.

1.1 Estrutura do Universo

A Astronomia nos ensua que existem mostutivaestrelas no ceu. An mesmo tempo, observantos que clas se dispoem de uma maneira ordenada, segundo hierarquias. As estrelas agrupam se primenamente em galaxias, cujas ilimensocs são da ordem de 100.000 anos luz (distincia percotrada à velocidade da luz, 500 mil km/s, darante um ano). As faguras 1.1 e 1.2 apresentam dois exemplos comuns de galaxia e upo eliptica e upo espiral. A estrutura interna das galaxias podo



Fig. 1,1 A galaxia gigante de Andrámedo (tipo elíptica) - a mais práximo da nossa Sistema Salaz (2,4 milhões de anos-luz) - com sus núcleo deciso e brilhame contendo bilhões de estralas. Fonte: NASA.



Fig. 1.2 axempia de uma latix a do lipo esplia. NG

ntis de too biblios de estretas de redis as de associs, e un incentaveis nurricul ridides. Por ipo, entre as dese ibertas que vêm sendo arvo de como esta de la como esta de como esta de la c

A Via Lacrea e trint en anticolo de la constante de la constan

. L. Ib. es. . namente, o major nivel hicrarquico de

Liniverso e o de superigiomeneos, complistos de als devenas de milhates de maixas, e com exterso anales de mores de mos sistemas.

as reflex as relevantes para as tents da on em do l'inverso e at materia ne e cince.

das fercoes m is distantes nos evi i i or nace e epocas passad se cuance os inclos e servados cratamais jovens. São as observações des regiões nos le observações des regiões nos leocas nos leoc



obletos manores a menos um nosos são qui áxios que dicerco de 11 a hões de anos luz em la cida do 5 de no Sula. Foi * uma v sa i compar iva, quie pisson fa a reconstrução do cie i de evo aça to estelar, visto que
existe in a lande a versidade dde tipologia nas estivelis, em relican à sur massisa, tamanho, cor,
temperatora, ita, idade, etc. Embora a se sa bilique a vida
de amo estresa e muno longa, do a ordem de diver
sos a lites de anos, o groode rinamero de es relas
disponiveis para observicao faziz com que seja pos
sive ver teat a existencia de muntas delas em
interepres fises da evolução eeste ar desde a sua
torm, ção ite o seu desaparee maento oa a sua trans
torm que em a litro obacto diferente do Universo

O U verso encontra se em experansão. Não é a disfuncta entre la carre as de umba galàxir que esta aumentando, e nem a distância entre as galaxías de amterado, visto cue bento as printerras com i as alromas estao agudas entre si pela atração da gravidade, Vexpansão do Universo significa que admenta con tnumente o espaço entre os aglimerados galacticos que não estão suficientemente agadas pela atração travitaci mul. A velocidade desta expansão é dada pela constante de Hubble, anda não determinada comarando precisão, e que presentemente parace se situarrox ma de 18 amzs. Danos laz Se o nosso Universo for "laberte", este valer permañecera constante, ou podera aume i ar no sataro. Se entretanar o L'inversotor "techido", a ve beidade de expansão diminuira com o tempo, tencera i analar se e em seguida toma 5 valores negativos característicos de contração

A Astronomic ainda não esta segura quanto à natarega a serta pa fechada de Universo, pois isto depende de sun densidace media, cujo valor não se encontra esta icceido adequa lamente. O valor limite entre I miverso aberto e i enad s cham do ce densidade critica, ε audo por p = 3 d. / 8πG, onde H. e. constante de Hubble e C a constante gravitacional. Part > valor mencioni do acima de H. a densidade embes e de 6,5 x 11" g/cm3 Observações recentes ver os comentinos finas deste capítulo) segerem que i considi de mena tem valor interior ao crinco, indicando a a Universo aberto, portanto tendendo a Cyane ir se pari sempre. Littrefantis, e ditieil medaessa dens dade em virti de da existência da chimaca m nería escaba, de complica, a caractetização e de presença ub qua em todo e espaço interestelar. Este in item, a vite, and item visivel, consiste de neutrinos e possive mente de outras partículas desconhecidas que interagem apenas por forças de gravidade com a materra combecida. Metros cientistas aereditam que estmajeria invisival estar a presente no Universo em quantidade moito superior a da materia vis vel, e nesse cas a a densidade média poderia superar o valor en ico, apontando assim para um l'inverso e caballo?

1.2 Como Nasceu o Universo

Se nosso I myers i fir fechaco, isto é, se sua de sub de media for superior a 6,5 x 10 ° g/cm , sua velocidade de espansac devera diminiur are an dar se, e em segurat e e deverá implodir sobre s'intesino, nam coloss e asmoninado, no tuturo e ng neja i, dae ul a mustas de zenas de bilhoco de anos. Toda a materia estará reunido num i s'ingularidade, um espaço ma to pequeno de ate is da le extremamente alta, virtualmente intinua, e sob uma teno peratura também extremamente atta, virtualmente intinua, e sob uma teno peratura também extremamente atta, virtualmente. In initia Nesta s'ingo indide que foge a qua quer visuadoz ma cua c'energia seriam indistinguivos, não bavera espaço em seu emborro e o tempo naciteria sentido.

Lista pode teris do a siduação existente cerca de la bilhores de anos atras, o ponto de partida de tuda o que nos saz respeito, um ponte reminea toda a materia e nergia do li niverso, e ce esploidia no evento unico e original que os fis cos den un naram Grande Lisplasao, ou *Big Bang*.

Por mea do conhecimento ex stente sobre materia e energia, radice o o partie las comentares, e texence aso dos recursos da Fisica te inica, incluindo minde a ons e sino access os contis sirec instituir in cem grande prec s o as etapas sucessivas a Grande Explosan, Segundo dizem, ando como situação de partida o while imaginado recentemente por Ciamow, e inaciado o Big Biog, o resto é perfeitamente previsivel. A Tabe i-LI refine os eventos ocorridos por ocas ao di origem. do Universo, ordenados eronologicamente. A Ciencia não tem elementos para caracterizar o per odo que os tis cos denominam Planckiano, decorrido logo apes o instante inicial. Trata se do tempo occess ir o para i luz atravessar o comprimento de Plinck, a unidade fundamenta, de comprimento, pois não o possivelsaber se as constantes tundamentais que governum n s mundo a itaniam inqualis condições Darente 3 x 10 segundos iniciais a temperatura era alta de i ais para i mater a ser estavo, ficilo era radiação. Aindiac e, o espectro da radiaco de microconias de tando interment trackground rad atom apa pervaga of niver so em todas as direções do espaço, como remanescente da rad ació crimida, e uma das inciores evidências para a teoria do Big Bailg e implica que a

dicao enginal partiu para todos os lidos e m 1 mesma emperatura,

Tabela 1.1 Cronologia do Bigi Bangi mostrando que Tempo e Espaço são grandezas fisicas que nasceram junto com a Grande Explosão

Tampo	Rais de universe (metres)	Temperatura (K)	Eventes
Zero (inicial)	Zeró	Infinão	Aparecimento de espaço, tempo e energia
5,4 x 10 44s	1,6 x 10 ⁻²⁵	1033	Fim do período Planckiano
10 ⁻⁴³ s	3 x 10 ^{-as}	1.021	Separação da Gravidade
10 ⁻²⁵ s	3 x 10 ⁻²⁷	T () ²⁸	Separação dos forços Nuclear-Forte e Eletrico-fraca
10 ^{.33} + 10 ^{.32} s	3 x 10 ⁷⁷ até 0,1	1027 até 10 22	Fase infracionária
10 ° s	0,13	1015	Separação dos forças Nuclear-Fraco e Eletromagnetico
10.7 s	0,4	7,5 X 10 ¹⁴	Estabilizam se os quarks do tipo t (massa ~ 50 u
		7,5 x 10 ^{-a}	Estabilizam se os guarks do tipo b (massa = 5 u.
10.6 s	300	1,3 x 10 ^{td}	Estabilizam-se os quarks do tipo c (massa = 1,8 u
		3,3 x 10°2	Estabilizam-se os quarks do tipo s, d e u "massas 0,5 = 0,4 u)
		~10.2	Estabil zam-se prótons e néutrans
10 ⁻³ s	300,000	1,4 x 10 ^a	Estabilizam-se os núcleos ² H (energia de Igação = 1,7 MeV)
10 s	3 x 10°	4,1 x 10 ⁹	Estabil zam-se os elétrons (massa = 0 00055 L)
100 s	3 × 10 °	1,5 x 10°	Estabilizam se os núcieos "He e "He
800 000 anas	6.6 x 10 ²⁾	3 000	Captura de elétrons polos núcicos. Formação de átomos de Hiel Helle moléculas H., O Universo tarno-se transparente pora a luz
Obs. 4 - 1,660	540 x 10 ²⁷ kg		p-0-0-0-10-0

Com a expansão e a criação continua do espaço, fonom surgiado as quatro forças funcamenta sida natureza que incluem a força eletiomagnética, as forças nucleares toric e traca (que so têm influencia no interior do nucleo tomico), e a força da gravidade que, de longe, e a mais tormi ir a tocos nos. Contudo, a torça da gravidade por er minto frica e dificia de ser medida qua verdade, sua medida equivade a constante Gi. Houve também ama tase de expansa o extremamente rápida (fase inflaciona ma, em que a velocidade da expansão foi até maior do que a velocidade da luz. Com base nesse modelo, os strofiscos explicam as foições anormais observadas em a si o liniverso. Implica também que pode ter-se originado da mesma forma uma quantidade en irme de actros universos que jamais serem is capazes de conhecer, visto que, após a fase inflacionana, estes teriam sua propria expansão e evolução maito distante de nos, de modo que sua aiz não nos alcançana

Apos 10 ³⁷ segundos, nosso universo inflado, o universo visivel, terra sua expansão governada pela constante de Flabble, el sa a evol, quo o acvaria ato o estagulativa em que seu raio e da ordem de 15 halboes de anos lu-

Nesta evo uçac printritiva, a temperaturir e a densidade de energia toram decrescendo, e torum chadas as condições para a formação da materia, no processo denominado **nucleogênese**: prótons, nêutrons, eletrons e em seguiça os atomos dos elementos mais leves. Printeramente Hic Heilos dos elementos principais da materia do Universo — e posteriormente. La el Bel Lom pouco menos de um

to the area de viril. Itemperatura de l'instructura de l'

For sutro ado, quand i a tempoentum accresce, para res abaso de alguns in nots del grans, nonham oumento teve condicio de ser cenado. As estrelas e as daxas formaram se mais urde, quando o resfriamento estalizado permitir que a matema viesse a se confinar estalizado permitir que a matema viesse a se confinar pso grayitacional poela ação da força de rivitate e, e seus nucleos se aquecettam, levando à forse se primeiras estre as. As primeiras galaxias a por voita de 13 bilhoes de mos atras. A Via de la proximadamente 8 bilhoes de mos atras. A Via de la proximadamente 8 bilhoes de anos de inta-

1.3 Evolução Estelar e Formação dos Elementos

No Universo em expansão havia varia com sidade como em gigan escas nuvens em movime com regiões de grande turba e reia. La sadade fosse maito braxa, cram tar vastas que propria atração gravitaci na em sa ciente para duz rici nitacão, ao mesmo a comento angular impedia a saa rabida implosão. Ni medida em que elas acram se contrainco e a censo de aumentando, algumas regiões mei ores condensidade maior passaram a se actocopia, rigirande navem dividia se em navens menores sejan das, mas erbitande entre si. O progresso da contração gravitacional resultou na hierarquia noje re com as galaxias perfeneendo a aglomerados, que por sua vez form um superago mera.



Fg 14 - Pr T 19 1 2 N H H H

As correlatin seem pertitular integral de processo de contração, a partir das mer cionadas nuveris de gas nebulosas i constituidas quim camente por grande stantidade da His rogen y el Helio, clem de cigans de particulas suadas que megrim apocera interestelar. Escapa Observacios astronom cas revelom regioes onde esta ocorrendo o enoriem da tima que y elestria, sem nebul sas de enorme massa e baty, densidade. No interior destas, um volum menor com de istitude ligerramente mais a la entre em a cientidade con timente mais a la entre em a cientidade, elemental tende ac collapso producido antitusfera, na região central, formando se antico persona perda de caleir pela sua superime, de

pregressione temperateras disconsideration

Vevolução das estre as, talcome sera related a scatte. et canna sa saterizada na las ...5, ude representa o diagrama de Herrzsprung Russel Il R. Neste grafico, a maiona das estrelas situa se perto da GUIVA PEPIN SCOTAGIA, COSSICIO e no concriditetto baxtemper tara c'harsh, am nost discosts o carro superior esquerent intraemperatoria-. trammis cade a Esta regian no a igrani ca denom o idi Sequência Principal, con a estre, le messa mitera Soci

Who cipando apris que con ra Universitivo rentracao de e tre supande acti ne para duenta di Seccencia Principa, e igentir apenies ace tras aparecem abaix y e t

Quando ama estrela nases se immerial est, and, incito di ado e expandido, baa temperatura se perficial e binsia de mieros die na do diagrama. H. R. Comista concreto, temperatura e estre i va ocapindo posicoes sucessi amente mais para en ma

Emais para a esqueren no di, rimi. A elema le Hidrogen o la reació term in elementarior si calcas estrelas que se situam no Secuene i Principal, em que pela histo de que tron, eleman librogenio form, se um de la la meia se quando as temperaturas contro da estreacem formação atincem o la I starete en las ratimas neus, que i sade de cargo, mai osmitos sobre vezes superior aqual que sena causado pen escribo que mica do H. Dasta forma, y estrela pode contine in que maistrol de cargo, hi escola pode contine in que maistrol de cargo, a la reactima de emargia entido se excusado pera actual produça o de energia entidor se e examina a rendencia a contraca o pela ação de gravidade e.

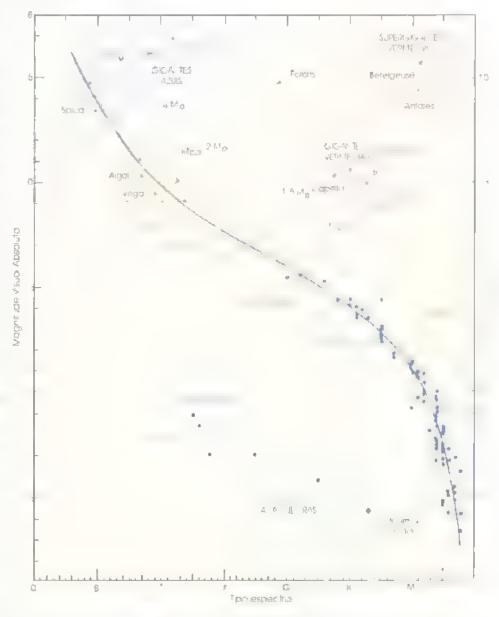


Fig. 1.5 Diagrama H-Rille rest. Ing. Russell indiction poles, entru ique denenda acine da temperat ira da superficie de muitas estre asiculas distincias san combin das esta representado em tunção da lum nasidade irela valabiba.

Viguerma do H no centro das estre as, ende a tamperatura e maxima, produz He, elemento que permanece inde e formado, visto que o calor prodazid - e transferido para as camadas mais externas por radisero, e não por conveção. A acumulação de lite for na um nucleo que cresce, com o El emignição, confinado a uma camada concentrica externa a esse nucleo. Com o cresennanto de nucleo. i parte exterpa da estrela expanoe maito, e sea superficie restricçassumina) uma coloração verme, i ti a fasc (tenominado gigante vermelha T g. 1.) Nesta fase o nucleo se confrai novamente pela atração gravitacional, e a temperitura central au nentamuito, para va ores da orde n de 108 K. Inicia se t queima colle, che pode durat muiti s milbocs ce di s, formando C pela fusão de tres particulas ilta. Lan sega da, com o esgotamento de Ae, novacontrição do não eo e novo aumento de tempo r, ti ri acarreiam uma enorme expansão da estre-In ta se da fase de supergigante vermelha. Se o Sol aringir esta fase, die ur a cerea de o la boes de mos, see manto estender se a para de noar érbita de Marie

I m estrelas de tamando medio, como é o caso como esta concece de (e maito quente, mas não o stalicante para produzar fasões nucleares, de modo que cessam as rencões produtoras de energia. Compresa tido, o nicado central alterior nente, e a sua considide alimenta, originand i uma an**ã branca**. Tas tipos de estrela perdem sua energia residual continuamente, por radiação, restriando durante o atras hillocs de anos, transformação se em anas marions, e titalmente, em anás negras

Por outro, ad - em estrelas cajo tamanho e pelo men is cital vezes major que o do Sol, em suas fases de supergigintes vermelhas, a temperatura do taclen de C é saficiente para produzir O, Ne e Mg pela ad gao de particul is alti, e poster ormente taner O, formando S e a, ras nacheens de namero. de massa mais elevado. Tais processos, em que residuos da queima de combustivel nuclear se acumalani na nuclea para em seguiça que marem por sua vez em outra reação termonuclear mais comnexa, fazem com que as estrelas se constituam por e na serie de considas concêntricas. As reações na cle res cessam quando o elemento. Fe é sintetia idoprocess is de equilibrio, ou sprocesso), visto que este elemento e a mais estavel de sua região na curva de energia de ligação, e por isso ama fusão nuclear a terior consimiria encri a ao inves de produzi.

ada estagio successive de que ima desde o la até a fe libera menos chergia que o antigior. A diminuição da fonte de energia el meide e i nor necessidade crescente de energia para as etapas posteriores da evolução estebr, de miste que estas são sucessivamente muito mais ripid s do que as anteriores, e especia mente a fase de esta illida e ca quand y a es re a permanece ao longo da Seccenca. Print pal. I ma estrela que permanece, durante ne lhors de anos que mando H e depois He, pass extremamente ráp do pala 4 se dos processos de equilibria, em segundos apen forma ido Le, para ter imediata nunte seu compastivo in alcar estrata do em sua parte central. Nesta satulcato, a te aperatura aginenta muiro, a contraero forna seinsustentavel, e a estrela implode em tracces de segundo comprim ado as partico as e formanco oma estrela de ocutrins com dianetro da ordem de apenas a gans gailometros.

Nas camado mais externas da estrela permane ce grande quantidade de elementos atado não quermados: H. He, C. O etc. A implosao di centro causa e co apso generalizado de ta s camadas -ternas, com o concom tante grande a mento di te aperatura. A quantidace accenergia (berce i e i grande, em tão porco tempo (menos de um se gundo), que a estre a explode literalmente, lançando para i espaço a maior parte de seu interid, o mi evento un co no céu, am grande espe teu o pira astronomos, e que caracteriza a fise de supernova (Fig. 16). Nesta explosio, grande número de neatrons e iberade pe a fissão dos mil deos mais pesados e esses néatrons sao imedatamente capturad is por outros nucidos, dando origem aisprocessos denominados r (mind randos a s (slutlentos) de formação de elementos novos. A prova da nucleossintese pe as superi evas esta na detection du espectro de certos elementos instaveis, cemo o Tecnico, ou agris elementis transuranicos, tal como foi observado recentemente pe os astrofísicos.

O diagrama H R tem fundamenta importancia no entendimento di evolução estelar, deser in tes, visto que pedem ser observadas estrelas individuais em todas as etapas evolutivis, e deteminadas as suas propriedaces atraves de analista espectrais de diversos apos. Apos longa perminen cia solire a bequencia Pi neipal, produzindo Hecallami rosadide dis estrelas aumentanas fases seguir.



tes, de aiginte verme ba e de se perpigante verme, mis dim nue a temperatura de sua superfici e pir causo da expansio. As estrelos se des ocam e too para a parte superior direita do diagrama (Fig. 4). Per outro lado, cem a perda de luminosadade que antecede a morte das estre as, as unas brancas e tuar na porte interior do diagrama, abalxo se encia Principal.

The tempos can parte durante a nucleogenese to tempos can se sacederam as I have sometic. He like ou entro foram sintetizades no nucleor das estrelas em processos denominados encreamente de nucleossintese. Aqueles com nucleo co interored ano entre o lie e o le

inters centrals das aixantes vermelhas, enquantiqueles com namero atomico superior ao do le ori
imaram se unicamente naqueles instantes mugico
en los ses das supernovas. Ao mesmo temp
en percendo a estre de la estre de la estre de la composição de la composiç

Somente as estre as de massa gigantesca pacca i accultase de supernova. Est ma se que em concerno dons ou tres explosors e se reconocido e con concerno dons ou tres explosors e se reconocido se do aquele registrado i accula materia, espalhada pela explosao, decior gem Nebulosi de Carangia e Eig. 1.

Lx steemate acaomi majentre a on, em do Uni cerso e a dinamica cas estrelas, por um ado, bandancia dissignment is nes sistemas estellit not outract aplasaes at supernovas tem come consequencia importante que os novos cemento ormados, primeira ne ite no interior ai estrela, e posteriormente durante a explosio, spo devolvidos io espaco e mistarados ao meio intereste ar, essergalmente constituide no inicio de H & He Des forma, as novas estrelas a se forminem a partir d tal mistara já comecar, n a sua eyo icio com ch omble neuto de comentos pesados, incluina it is isotopois radio acyos ce meia vida longa, como Le l'a l'ste c - necanismo pelo qui o l'inverse se iron o ressisamente ma sirico em e elberto. s as I streas tormeday recentemente possuencrea de 100 a 1,000 vezes mais le contros et mentos mais pesados do que aquelas mais antigatormadas em épocas mais proximas du origen Universo

O S stema So trafor harmado ha "abenis" 4 6 billions de anos, e and a o lanverso a ron ava de billion hoes de anos de idade. A nebulosa solar resulton poss velmente da existica poss velmente da existica poss velmente da existica de la constituente o massas solate de la constituente o sola e seus planetas. Dig. 1.7. Portanto, a materia constituente dos corpos plane arios de Sistema Solar possar certa quantidade de elementos pesados, e constituido de implica coerente via a cen minima abundâncias solares na labele.

Tabela 1.2 Abundancia Solar dos elementos. Embora existam diferenças de estrela para estrela, por causa da propria dinamica interna, a abundância solar e tida como um valor medio representativo da constituição quim ca do Universo, também chamada abundância cosmica (valores em atomos, 10° Si)

	edro 141. of	0 00 011110130 101		made do	oridance coarrica (E-II, EIOINO.	,,,,,,,
Z i	lemente	Abundância -	······································	Momento	Abundância ···	~ z	Elemente	Abundênde -
1	H	2,72x10 ¹⁶	29	Cu	514	58	Ce	1 18
2	He	2 18x10s	30	Zn	1.260	59	Pr	0,174
3	Li	59,7	31	Ga	37 8	60	Nd	0,836
4	Ве	0 78	32	Ge	118	62	Sm	0,261
5	В	24	33	As	6,79	63	Eu	0,0972
6	С	1 21x10 ⁷	34	Se	62 1	64	Gd	0,331
7	N	2.48×10 ⁶	35	Br	11,8	65	Τþ	0,0589
8	0	2,01x10°	36	Kr	45 3	66	Dy	0,398
9	F	843	37	Rb	7,09	67	Но	0,0875
10	Ne	3 76x10°	38	Sr	23 8	68	Er	0,253
11	Na	5,70×10 ⁴	39	Υ	4.64	69	Tm	0,0386
12	Mg	1 075x10°	40	Zŕ	10,7	70	Υb	0,243
13	Al	8,49×10 ⁴	41	Nb	0.71	71	Εμ	0,0369
14	Si	1,00×10 ⁶	42	Mo	2 52	72	HF	0.176
15	.p	1,04x10 ⁴	44	Ru	1,86	73	Та	0,0226
16	s	5,15x10 ⁵	45	Rh	0,344	74	W	0,137
17	Cl	5 240	46	Pd	1 39	75	Re	0,0507
18	Ar	1,04x10 ⁸	47	Ag	0,529	76	Os	0,717
19	K	3 770	48	Cd	1 69	77	łr	0,660
2.0	Ca	6,11x10 ⁴	49	In	0 184	78	.Pt	1 37
21	Sc	33,8	50	Sn	3 82	79	Au	0,186
22	П	2 400	51	Sb	0 352	80	Hg	0 52
23	V	295	52	Te	4 91	81	Ti	0,184
24	Cr	1,34×10 ⁴	5 3	1	0 90	82	Pb	3 15
25	'Mn	9 510	54	Xe	4.35	83	Bı	0,144
26	Fe	9,00x10 ⁵	55	Cs	0 372	90	Th	0,0335
27	Co	2.250	56	Ba	4 36	92	U	0,0090
28	Ni	4,93x10 ⁴	57	La	0 448			
7.4								

1.4 O Sistema Solar

Pand i a posição central na Sequência Principal no diactima H.R., ig. 1.5. Como tali encontra se for mind i He pola queima de H, há cerca de 4,6 olíhoes la anos Possive mente normanecera nesta tase por intrest, intos bil nors de anos, antes de evoluir para se le gigante ver nesta, ana oranea, o finame te tornar se uma aná negra.

Os demais corpos que pettencem ao Sistema So ir planetas, satélites, asteróides, cometas, em de pectra e gas formaram se do mesmo tenpo em que sua estre a central. Isto confere ao sistema um corganização, tarmonica no todante a distributao de sua massa i las maletorias orbitais de sel s corpes mai ces, os o anejas e satelites. A massa do ma 59.8 a concentra se no Sol, com os plnetas girando ao seu redor, em órbitas elipticas de pequena excentric dade, virtua mente coplanares, is an plano basice ten amado ecliptica. Neste plano estão assentadas, com pequenas inclo, côus, as órbitas de todos os planetas, e entre Marti. upiter orbitam timbem numerosos astercides Por sua vez, a grande maioria dos cometas parecu er i também orbitas próximas do plano da compact O movimento de les sestes corpos a redor do bo concentra praticamente toda o monento angalar do sistem.

A Tabel. 13 reane os principa s parametros ficos dos planetas do Sistema Solar. Sao, de dentro para tora do sistema: Mercurio, Vênus, Tetra, Mar telepiter, Saturno, Urano, Netano e Pla do, Pode s entrear que suas distancias em relação ao Solobe ecordo a uma relação emprica la denominada. Tei de Titius-Bode.), proposta por 14. Is oc

4 (\ \ \ \ \ 1

e o Sol, equivalente a cerca de 150 milhous de km e ne iguid a « pira Mercario, zero para Venus, i tem nameros de la 8 pira os planetas (Terra ati. Plata i). Os asteroides têm n. 3

As caracteristicas geometricas, cinemat cas e di inicas dos ponetas do Sistema Solar foram come e madas pela sua origem comum. Os plancon e externos tou iovanos. Pela



Fig. 1.7 O Sistema Solar Os quatro planetas
im se mais petro da Solia sao rachosos e mehatas en
o un aleganto as quatro planetas eviernos são qiq
el prissuem satelites nia a colorir
eos rachosos. O a aneta mais a siun e. P. I a lie im pequil
il princho de metano aqua e racha. Ni to
e asterbides que se localiza entre a grupo de planeta.

Fibela 13, verifica se que es planetas internos p-sacim massa pequena e densidade med a semelhanta i da Terra, da ordem de 5 g/cm, enquinto e te manetas externos possuem massa grande e denside media proxima a do 8 y. Os me mavers corpie damensoes menores, que orbitam no cinterao di asteróides lo maior astero de conhecido, Ceres, tem e imetro da ordem de 970 km), apresentam e macte risticas variaveis, porem mais assemelhadas aque e insidades internos. Os planetas internos por el masse careteris la os planetas externos pos el molitar e rareteris la os planetas externos pos el molitar e careteris la os planetas externos pos el molitar e careteris la os planetas externos pos el molitar e careteris la os planetas externos pos el molitar e careteris la os planetas externos pos el molitar e careteris la os planetas externos pos el molitar el careteris la os planetas externos pos el molitar el careteris la os planetas externos pos el molitar el careteris la os planetas externos pos el molitar el careteris la os planetas externos pos el molitar el careteris la composição mu to parecida a do Sol, com precaominancia de 11 e este composição mu to parecida a do Sol, com precaominancia de 11 e este composição de la careteris la la

Tabela 1.3 Parâmetros físicos dos planetas do Sistema Solar

Planete:	Mercurie	Vánus	Three co	:Warte (iii)	-Júpiten m	Saluman	Aranga ilia	Netwie	Mutae
Raio(R _a)	0 38	0,95	1	0,53	11,21	9,45	4	3,88	٥, ১
Massa (M _a)	0,055	0,814	1	0,104	317,7	99 66	14 53	17 06	. 00
Densidade (g/cm³)	5,4	5,2	5 5	3.9	1,3	0,7	1,3	1,6	2
Atmosfera (%) .		CO ₂ (96) N (3)	N (78) O (21)	CO ₂ (95) N (3)	н (78) Не ,20	H 78) He (20)	H+He 15 H ₂ O, CH ₄ , NH, (60)	H+He (10) H ₂ O, CH ₃ , NH ₃ (60)	
Satélites			1	2	6	81	15	8	1
Distância (UA)	0,39	0,72	1	1,52	5,2	9 ,55	19,19	30 11	
Duração do ano dias terrestres	88	225	365 /4	687	4 347	10 775	30 680	60 266	90 582
Rotoção (dia)	58,6	243	0,99	1,03	÷ .	0 45	0,72	0,67	-6 39
Excentricidade	0,21	0,01	0,02	0,09	0,05	80,0	0,05	0,01	0,25
Diámetra da equador (km)	4.879	12 104	12 756	6.794	142 984	120 536	51 118	49 528	2 300
Indinação orbital	7,00	3,39	0	1,85	1,31	2,49	0,77	1,77	17,15

As al terent as fundamentals entre in the externos podem ser unbaides . . med prim us a Basicamente, os aut mo testics Bosos, com constituição actique e maior, a conosa solar, enquanto que os internos sao constitudo e inscriil mas cerso Como sera deserão accestais diferences, a partir de unia como camicial san la se devem a um even o de alta temperatura que ocorre numa fase precoce da evelução dos sistemas planetarios, responsavel pela perda de elementos v rifeis pelos planetas internes

Sepundo os mode os mas aceres, por exemplo o . Satron is 19. h a cripem do Sistema Solar rea nto cami nesa osa de gas e poeres cosmica, concomposição alamica correspondente à abancancisol it dos elementos Tabele 1.2). Vitebaios, tinha tua de lan disco achitaca, em lenta rotação, Nos primordios da evo ução, ocasião em que a sua estreia central, a bol, in class, sees processos, pternos de fusão nuclear, a temper, tara ce toda a regra o mas interna, porco aquem na Thira ca) piter, permaner elevacia. Com o restriamento graditivo, pera serda e-. - por radiccio, parte do gas peradescencondensou se em particulas so dis, matindi - 1 cesso de acresoro planeraria, mediatte er isc s particulas guiadas pe a atrica e grav Herotia

Province mente, formaram se no esticio, n cial agens and scomponion, is a time about separades por espaços com menor concent medida que ocorrea o restriamento, o materi rieis for se concentrando em corpos com dimense da ordem de um qui ometre, se pouc ema or planetesimos , que postunoriman e se aglaria em circus anda majores, protop anchis, I ma nente estes varrerum as respectivas, ir mas, a raindo para s pela acao gravitaci mal, todo o mineria sonde que raya nas prosimicades, dando origem cos par

abore sua desconneción a diració do mi-

actisção planetima, estima se que, numa escula ce tem no cosmica, ele to muito rapido, plus a enstalização de origos di erenciados, conforme será visto a seguir de trea no mixin o 200 on 300 milhoes de anos após mocessos de nucicossimose que originarion a ne bullista so a

O progesso de ceresção planetirm, extremamente complexo, não a totalmente conhecido, de ral mocstic os mode, sinar espicam adequad anente rodas is partieu aridal es observadas nos planetas e sateli es do Sistema So ar. Independentemente do modelo. S. or hido, parcee que i estagio imera en formação. planetar a corresponde a e indensação da neba osa emrestrumento, com os primeiros sobidos minerais retratarios sporecendo a ama temperatura da ordem de 1.700 K. O mechnism para 4 regar as particul. possive mente re azionado com afinidado quim ca, autda y obsearo. Por outro lado, os protoplane as, de d mensões grandes e com apreci ne campo gravi actoral, pouem atrast e reter planetesimos. No enado mede o de Satronov, em cerca de 10 milgoes de anos poderiam ter se acumulado 97 98 - ito mana que construi hoje o pineta Terri

Vs. It remais has densidades dos planetas internos. Liber, 1.3. decrescendo ha orde in Mercano. I. Venas Marte de também 1 da listo atribio das a progressão do acresemento, visto que a composição spinito do nebe osa original tin uniforme e analoga a condition do so or dos elementos.

I malmente, apos os eventos relacionados com staieresção, os planetas internos passaram per um estagio de fusa y, condicionado pelo aumento de temperatura scorrido em sea interior, com o antenso cal or procazido pelos isotopos racioativos existentes em quanidade relevante, nas epocas mais antigas di evo cão planetaria. Com sea material em grande parte no estado figuico, cada planeta sofreia diferencia "quimicas seas ele nentos agregaram se de acordo com sufinidades químicas, reschando nam nuevo meiá i

nterno, constituido essencial nente de Fe e XI, cosobro por um espesso manto de composição solutidad (ap. 5). No caso dos planetas externos, alem de conterem 11 e 11e, ao lado de outros compostos y metis ciri soas atmosferas externores, acred ta se que tenh un nucleos obtenores sólidos, em que predominam compostos y licarcos. Tanto no caso de episodio in cial da acresção planetana, como neste episodio posterior de diferenciação geoquimica, são cruatas os

confucimentos optidos pela meteoritica, que ser o visios a seguir

1.5 Meteoritos

Meteoritos são fragmentos de ma em colos provenentes do espaço. A imensi mil ma, de fimuli iodmi nuto, e destruali a volati vida puo atriti, por ocasi o de seu ingresso na atmostera ca Terra. Os meteoros (estre as eacentes) - estrias luminisas que saleim a cerce são observadas em nortes escuras o sem navens. Rão as ete tos a sivois de sua chegao. Apenas os meteorit is ma ores conseguem arrigit superficie da Terra. Alguns e qui massa alcança di versas me adas produziram grateras de implicio que vez e u cutra são descobertas. Per exemplo, am meteorito comperende la COO tone actis el cera se com a Terri pa cerea de 50,000 anos, cayanda a Matour Crita. Anzor L. A.), uma depressar com 1.200 metros de diâmetro e 180 metros de profundidade. Lig. 1.8 em impació mereorine canda maior, ocorrido em epi ca ainda não determinada, produzia ama enitera com cerca ce 3,600 metros de diametro rais prox midades de e dade de Sa. Plato, hoje, porem, preenchida por secunent is Cap.23;

O estudo de algemas trijetorias, cuando a obsevação toi possivel, indicina e mio provivel região de oragen dos meteorios o anel de asterordes recretar do que se situa entre as inmas de Mimere de Jupite 1. 17). Analises quim e is de a unis de cortos se gereno un a proveniêne a anil — e também le Mari arraneae os das superficies desses corpos por grances implicitos.



Fig. 1.8 Meteor Crater, Arizana, ELA. Fc. NASA

As amostras de meteoritos connec das e estudidas pela meteorítica—o ramo da Cência que estuda e ses corpos — são da ordem de 1.700. Porém, aguns milhares de amostras ad cionais estão sendo conunua mente de letados por expedições na Antártica. A busca de meteoritos e grandeme no facilitada na calota gela da, onde eles se concentram na superticie juntamente com octros residios so dos com o passar do tem na per conta da redução do volume das geleiras, causado pela ação do vento combinada com a tralejo na ascendente do fluxo do gelo quando este encontra elevações topograficas.

Os meteoritos suod y dem se em classes e subclasses, de acordo com suas estruturas internas, composições químicas e mineralogicas (Tibela 14).

Dois aspectos da meteoritica sa o importantes poo entendimento da evolução primitiva do Sistema Solar a significação dos meteoritos condríticos para processo de acresção pianetaria e a significação dos meteoritos diferenciados em telação a estrutura interna dos planetas terrestres.

cerca de 86% do total, em relação as quedas de fato observadas, sendo que 81% entrespondem aos do npe ordinario, enquanto que os outros 5% são os chama dos condintos carbonaceos (Tapula 1.4).

Com exceção de alguns i pos de condittos carbonáceos, todos os demais upos de condittos pos suem côndrulos, pequen is globalos estencos ou

Tabela 1.4 Classificação simplificada dos meteoritos.

	TOIGGIG TI	+ Cleasineagae simi	an edda dos melecinos.				
	Condntos (86%	Característicos: Primitivos não diferenciados. Idade entre 4,5 e 4,6 bilhões de anos. Abundância saiar cásmica) dos elementos pesados. Possuem cândrulos, à exceção dos conditos carbonáceos tipo C1					
Meteor tos		Carbonáceos (5%)	Composição: Minerais silicáticos la vinas e proxênios) fases refratários e material metálico (Fe e Ni) Proveniência provável. Cinturão de asteráides				
Rochosos (95%)							
	Acondatas (9%)	Característ cas: Diferenciados Idade entre 4,4 é 4,6 bilhões de anos, à exceção daque do tipo SNC com idade aproximada de 1 bilhão de anos Composição: Heterogênea, em muitos casas similar à dos basaitos restres. Minerais principais: Ohvina, piroxênia e plagiaclásia Proveniência provável: Carpos arterenciados do cinturão de asteró muitos do superfície do Euo, alguns (do tipo SNC) da superfície de Ma (Shergottitos-Nakhlitos Chossignitos).					
Meteoritos ferro-pétreos (siderolitos) (1%)	` .	Mis raide in heras so récons e in terial metalico de . N provável interior de corpos a terenciados do unituran de asierá des : Mineral metalico (Fe + Ni). prováve - interior de corpos dileren lados a la uran de asteroides					
Meteoritos Metalicos (sidentos) (4%)							

A psotdars, ce m d'ametros normalmente salm limetricos 0,5 l'mm, e constituidos de mines silicit ces. Eg. 19), mineipalmente olivina, parexenos na plagociasa es histes minera se que serávistos no Cap. 2 san os mosmos que se encontram em certos tipos de rochas terrestres, denominadas magniaticas, formadas pela enstalização de liquidos stacar cos magmas), originados nas pretandezas da Letta. Por analogia, os condrulos devem ter se formado, co grande probabilidade, por enstalização de pequenas gotas quentes, temperatura da craem de 20 of C., che vagavam no espaço em grandes quantidades, ao lo 1go das orbitas planetarias, e ir anibientes virtua mente sem gravidade,

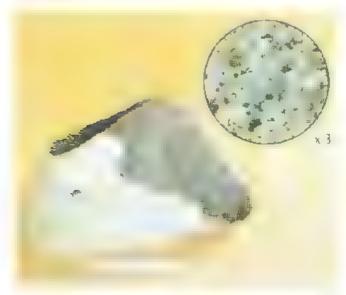


Fig. 1.9 Meteori a condrift. Barwe Inglaterra; Fanie: IPR 7.79 British Geologica, Survey , NERC A lights reserved

Os concritos ordinários consista n em aglomer coes de condral as. Ne santerspetes entre os condralaparecent materials, netalicos, quive sempta, gas cu terro e miquel, ou statetos desses elementos, fazendo com que o conjunto tenha ama e impreseas quimicaglobal muito similar aquela preci nizada para a propria nenco sa solar para quase todas es comenas, com exceção de 1, 11, e de na outros entre os mas Volatels, Em consequencia, tals meteor, exconunities x je en relicites os condritos carbonaccos do tipo CI são de isalerados os corpos, mais primitivas do Sesa. ma Solar diretamente acessivos pura estudo cient Vante pretação de sua or sem e a de que e es são fragmentos de corpos parentais má ores, mais menos hemoge teos em composição, cae costiancomo planetesimos na região do espaço entre Marto c Jupiter, que não chegaram a sofrer diferencação qui mica, permanecendo portanto sem transformic es importantes em suas estruturas in areas. Viguna 1, o restra a formação e evolução primirive dos corpoprofiles dos meteores

A propria existência dos el ridredos incica que o materia, formi a se currinte o restricionis e a correspondente condensação da nebalosa solar, portanto, antes dos eventos principais de acreselo planetaria. Mais anda, indica que houve um estagio de a tatemperat, ra, seguramente acima de 1,700°C e provive meno proximo de 2,00°C, pelo menos em toda a parte premia do Sistema Solar, inclaindo o mel dos as eroides. Considera se que este evento de alta temperatura, ocorrido numa tase previoce da evolçção dos

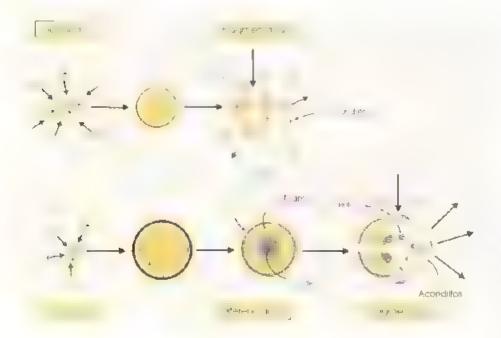


Fig. 1.10 Esquema simplificació da organidos corpos paren disidos metecitis. Grandes impactos espoço causaram o trage en ação desses corpos parer ais loriginal do diferantes tipos de meleoritos.

sistemas planetinios, tenhitisido o responsivel pela per da dos elementos mais velateis, e principalmente Hie He, por parte do material que viria mais tirre e consi tita nos ponet sintemos seus satelites e os astemoses.

Os conarios enhoraceos do apa Clacon em mineros i dratados e empostos ora inicos, formadas em canturas se a tramente es, xas, e não pose a cindra os. Vem daste, apresentam taxa e origos cimas unas, meire proxima da disindancia se las dos e em mos os mas to a exactos de se em mos os mas to a exactos das do em a coma o exactos en exactos das do em a coma con en en sida to exactor di

tos condensados da materrap anetro a meia. Seas cocas princulares segerem que seas como es narentais totam menos aquecidos do que os que derim origem sidem, si e nelitros e portrare estritum situados en antes distancias en Silvinias en orbito entre Alte e upiter.

Os acondeitos siderolitos a sideritos. I he i I perfaze in cerca de la estas quedas recaperacits. A lam istra a estratamenterna ripira de en siderita, tormada pelo intercescimento de seas lases interna in epoca de sua tormada, anda in micri e co de corpo parento.



tig I de Coppertown EliA Face polida mas estruura ipud de Ardina statre ipud dine estas di de estruura ipud dine estas de do similare ipud estas de estas di estas de Fele No Side ipue in Esta Calif

tisses interestas nao-condritaes corresponden a diversas categorias de sistemas quimiens diferentes, formados em processos maiores de diferenciação geogramea, no talenor de corpos perenais intorido eue aqueles que deram origem aos conditos e que atriagiram dimensolas se periores aos limites criticos para

de sistemas quí n e is es implimentares em relição ao mode o concritico?

Normal te da cyoleção dos corpos perentir tickom is, atc. a sau fragmic factor feel. [10, 1, 10], c. processo acreción mo ment será sinclar, e no caso ecommittee to não atiner etantes dimensors, a sitragmentação produzina abenas condetos Pira ecorners manages, a chergia dos minacios, a ada coor prodizido pelas destitogracores de extensina e-SO, SO S Book RELACIS EXPREDITES NO. TRICED. CANAL temperatura e produzanam a fusili do materia a consequente separaça la sissassis cancis em rel Circles Lists merciales Os trocins parentins, fairefference os como não diference dos, e di fram estres, fragmentand a seleptoe az odo abletos men descomplies at an asteroicaes. Montos dos fragmentos resultantes cas in meris collides acrosar in cruzinaeventual mente elim a primita da llerra e se him capite rados por ela, como me coutos, devido a a rae el rat fact inal

O estudictos meteoritos per titre e estratelecinea. and that certal precision, an enumerical class even in se mos daram, a evole o priblic de Sistem. So n. De crimin caes de Caes, obi das diretamente insidiversos, ipovide meteori, is, tem revei, lo imquasc te tal dade de valores entre 4 6 % è 4 4 % bijes de anias, sendo e i di diterminacions de erione. precises on certas meteorios follos se percinidad tereno idos por volta de 136, m hoca de mas A principal exceção refere se au arripil de melcontrado tipo SNC Shergote os Nose tos Cassig da as idi des de cristo izacito saro da prelom de 1 000 mulious colorinos. Estas tendes mais lovens considerada e mineralistico le soluça, se cate se ferre magnesianos principalmenter des es me contos apo un sua proven pen le Marte

Lo nobse ha tende des meteoriess decrence insport yolta de 4,560 na hões de anos, externorou se ene quela epoca por roba ocorrido actanalo de materia corpos paterias se mignaterialos sal eleme para enserar diferenciação geoquamica. Como e 10 amos planetas terrestres nambem devem ter sido formado de acerdo com este cronigrama. Segondo o mode a mieneronado de Safronov, a acamalação de 97 08 do material do planeta Terra rema ocorrido em este ne 100 milhões de anos. Vias a loa a existência assim chamadas, radio titivo, des extratas permitora colocir amomite de di de para acadas eventos.

nucleossintese que produziram, no interior de uma supernova que explodia, a grande parte dos elementos do Sisiema Bojar, duale atra difices extintas referem se a certis isotopos, como o il Xe, que se forma a partir da desintegração do asotopo radioat.

1, ac meia vida carta (Cap. 15), da ordem ce 12 in thous de abos. It is to to politormado no interior di ngado na espaço e produzir. Ne até o se; desaparecimento, nas primairas duas ou três centenas de mil ir es de anos a partir do exento de sua formayank O fanode. Ne oni excesso ter sido encontrado e redute em maitos meteoritos indica que o s .11 do le de esteve presente no sistema darante os processos de teresgan e diferenciaca i A medida di quantidade de senonio formado em excesso permivar am limi e, ditorde nide 200 milhoci sara o precesso de que coss prese en e formou a granem toria dos e amentos que hore construem o Sol e planetarios. Estes, por sua vez, descerposto de un a supernova ocernica por volua SOND and has de an is array

1.6 Planetologia Comparada

Com o advendo da cra espacial, a partir di final nos 50, m is de 80 espaço ives norte america nas e da exil mão Sovietica efetuaram missões exilector as, trazendo interplações dos planetas e atros abje as da Sistema Solar de una maneira sem precedentes. Assim, o estado dos planetas teve enor me impulso e levou ao estabelecimento da planetoli gia comparada, um ramo recente das ciencias geo ogras que basea clue dar condegues e pri cessos que ocorre ram em determinados periodos da historia da Terre por meio das observações nos pranetas e satel tes que são nossos sizinhos.

Para a Terra, assim como para Merelino, No Morte, a existencia de um nocleo denso foi demon trada há morto tempo, em virtude des diad observados sobre seas manemas de racio. Dem como as determinações, pela Asiron omito, densidades me, as. Como as planetas tempeos tivo ram evelução simular a dos corpos paremais acte ora sidirenciados, pedemos como medio de em um nucleo metados, acadose em compostição sidentos, e om manto silicatico, malogo em compostição a acertos acondra os. No caso la terra, se o se entre esses dos sistemas daimienmente meno diferentes e caracterizada por ministra casa con una cada tos porpriedades sistemas, situada a una prota didade proximada de 2.88.

As missies Anillo e Luna cretiairam valos is observações na Luna coccar an mas de 380 caai side amoisti unires. Li 11° Diomes no mocie. Ai recino foi estuda e pelas sondas espaciais Manneri Venas processidade e pelas sondas espaciais Manneri Venas processidade e Magellan, e o praneir Marte pelas sondas Mans, Manneri, Vicki in Mirs Paratinder, e Mirs Closa Surveyor As sondas Pioneer e Voyager er in lancada para observações a distinga dos diversos ponetis e sa



Fig. 1 2 As randuta do mis espa to lem dezembro d

Apollo 17 uxamin — , , in e la lunar las proximidades da sitia de pouso du riave Fonte NASA

e tres externos, tendo sido produzadas fot igratias e imacans de en irme y ilor e entiñe y. Outra inicativa estrategica e a missão Calhos, um programa científico dos mais am niciosos, em que a nave espacial, lançada em 1989, enegral ite. Espiter em 1995, e desde então esta realizando um our finitastico daque e planeta e de seus satelites principars, cestacando uma missão seite da de time no sese nelas, que mergulinha na atmosfera de jupiter, e libendo dados preciosos sobre, sua constitução e sua cinâmica

Resumitentos a seguir a gumas cameterísticas dos planetas e dos principais safelites do Sistema Solar, concitirse nos que tem especial importância para a elocidação de de criminad is ambientes físico químicos e processos es alutivos relevantes para a lusti na do nosso palaeta.

1.6.1 Planetas internos

Ferra - O terce ro princia do Sistema Solar apresenta massa aproximada de 6 y 1 g e densidade de 5 y em O ruo equat mal terrestre e de 6.378,2 km e o ser em O ruo equat mal terrestre e de 6.378,2 km e o ser em 1, 83 y 10° km² 1 imbora tenha perdid i seus elementos voluteis na fuse de acresção do Sistema Solar, a ferra apresenta uma atmosfera sertandaria, formada por emparações gasosas di rante toda a bistoria do planeta, e consutu da princip limente, por nuir igento, oxígento e mes mo. A temperatura de sua superfície e suficientemente masa para permitir a existencia cicia, in la tada, bem como

capor de agua na amostera, responsável pero estato estat regulador da temperatum, que permite a existência da biostera. Por eausa das envoltorios fluidos que a recobrim, atmostera e nidrostera, a Term quando vista do spico assume coloração az dada, conforme simbolizado pela totomontagem introdutoria deste capitulo. Esta vi e misea foi relatada por Yuri Gagana, o primieiro stronauta a participar de uma misao aeroespacial.

A cameterística principal do planera. Terra e seu conjunto de condições i rucas e extraordar—as coe favoritem orincia e a estabolidade de muitas formas de Vida, senor que evidências de Vida bacteriana abundante foram tá ene intradas em rocaas com idade de 3.500 milhoes de anos.

A letra possui importantes fontes de calor em seu ittenor, que fornecem energia para as atividades cossul dinamica inter la elegoridacionam a formação de maiu is e as demais manifestações da assim chamada tector da globa. (Lap. () Este processo or nuga-se aos movimentes de grandes plaças rigidas que constituem litos era, a capa mais externa de planeta, que por sua vez situa se em todo o globo acuna de uma camada mais prastica, a este nostera.

Ao mesmo tempo, a superficie terrestre recebe energia do Sol, atraves da radiação so ar ordinate que predizios moy menti sina atmosfera e nos ocianos do planeta. I stas últimas atividades sa rioció a provocam profundas transformações na superficie da Terra, mod ficando a continuamente i justifica i assim o fato de que quaisquer fe ções primitivas dissa superficie, como por exemplo entieras de impacto meteoríficio, tenha mismo fortemente obscurecidas ou torulmente apagadas ao longo de si a historia.

A Lua, o satelite da cerra, apresenta 1,25° da massa de planeta a que se relaciona, sendo nesti particular um dos majores satelites do Sistema Si ar. Tem um diametro de 3,480 km e dens dade de 3,3 grem², portanto mento mento de que a da ce ra. Não detem atmosfera.

As ferebes geologicus merces da Lua suo vistovels a olho nu (Fig. 1.13). Transse de afects e area eue circundam afeas mais escuras de e miorno mais mentes circular, cumbendas eomo mario mario"). As informacibes objetas uas missoes espaciais a lua indicaram que as primeiras são regiões de terras a tas tagadar le, de relevo irregular, e ipresentindo grande quantituade de era eras de inpacticiquamit que excessor is são castas pain eles, em muito menor quantidade de erateras.



Fig. 1.13 Principals observave in partir da Terra, des in sispanicies in the elementary and a seas terrasia tas de relevo mequiar camique elementaria. Fonte Case in a una NASA

As amostras de materia unar cotetadas pelas in signa Apollo perm uram esclarecer que nas terras altas predomir on roctas claras, pouco comuns na Terra e den mimadas *amortustras*, constituidas essencialmente de plagioclasios silicatos de Na e Ca) que são por sua vez maita com us na Terra. Deter mimeões de adade obtuidas nestas roctas mestraram se sempre acima de 4,000 milhoes de mos. A guns valores de idade resultaram provintos de 4,000 milhoes de mos. A guns valores de idade resultaram provintos de 4,000 milhoes de mos A guns valores de idade resultaram provintos de 4,000 milhoes de mos A guns valores de idade resultaram que os materiais foram forma dos nos primordos da evolação do Sistema Solar.

Por sua vez as imostras co etadas das regioes na vis nos mona, reve aram uma compusicao basalica, maienal de origem valcán ca muito contam na Terra. Saas idades resultaram em geral mais novas do que as das rochas an ortosticas, mas de qualquer forma muito antigas, da ordem de 3,800 milhões de anos. As ditacoes mais jovens obtidas nas rochas basáliteas la nates foram da ordem de 3,200.

n loes de nos

A and se this estructure of memorstra que o satellite foi submenta que o satellite foi submenta à uni violento hombardato por planetesamos e asteroides de todos os tamanhos, desde sua fase embrionária. As crateras maiores tem diametros superiores a 2 000 km (com i por exelliplo os denominados. Mare ambritan. Ma Introquilanta, ou i Boc a Oriental, no ado districte da Lua), más existem maitas outras, de todos os tama nhos (Fig. 1.14).

A origem do sistema Terra Lua e assunto anda cuntrovertido, tendo em vista as munas semediancas e di terenças de nosso satélite em relação 1 Terra. O monero mais aceito atualmente (Lg. 115 postula uni impacto de um corpo de dimensões pouco matores que Marte, durante os está di si trais a corresponde de producto de um que a Terra a india pranciamente seu tamanho atual, e ja estava concilio de modero silicates di manto silicates.



Fig. 1.14 magem da Mare in irum uma crotera de mpogigante preenchida por lava, com cerra de 1 000 xm diámetro. Notar o grande nume o de croteras men resie mujovens também presentes. Fante. NASA

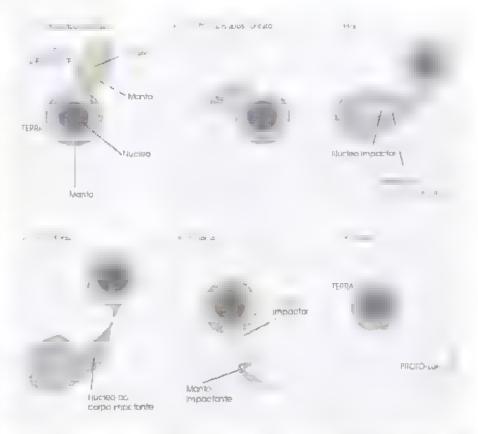


Fig. 1. 15 5 stema Terra-Lua - Simulação de computador sobre a origem do Lua, considerador montral de la composição de computador sobre a origem do Lua, considerador montral de la composição estanam diterenciados em numeros seático. Logo após a coisão o corpo impactante a parte do mantral de parte do mantral de parte do mantral de parte do mantra do objeto que colidiu terrais do eletado para uma situação orbital e caa escerio rapidamente tormando uma Lua parcia ou totalmente funcida Grande para do material do núcleo do carpo impactante, mais pesado terra sido inco porado a en a

Mercuno – e o paneta mais interno do Sistema Solar Sua massa e apenas 5,5 e da Terra, mas sua densidade e apenas pouco interior a do nosso planeta, bea nu e til eo e, portanto, proporcionamente muite na or que o terrestre

Mercorio formado. Praticamente mativo logicapos teris do formado. Praticamente não tem atmos eraçe por causa casso sua superficie não sofre, grandes transformações, sendo portanto mairo antiga. Observeoes da sonda Mariner 10 revelaram que a sua superficie e anida e preserva grande quantidade de era eras de Empacio resulantes do pombarde o peorr ai esperiordios da evolucido do Sistema Solar (El 1.10) como na Laia.

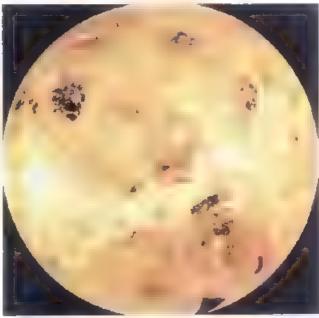
Vênus e o planeta que apresenta muor se amera com a Terra, em tam, tho, em paso, ta su crança de cementos quim cos, e sua massa equivale a rlipir da massa desta. Sua aprene a externa, obser da ao telescopio, e o securecida por nuvens tleno, e a densa itmostera, que esconde suas terções praficas. Contuel o diversas sondas, a exemplo das societicas venera 9 e 10, ou a norte americana Magellaa, has decadas de 70 e 80 fograrim obter magens de



Fg 116 " 1 tando granda

soes chegaram a pousar no planera, clas an dises obtid revelaram rochas com compos quo llus il lea similir a ll'rochas terrestres

radat de sua supert ca (Lig. 1, 17), Mac mis et



O relevo do planera e menos variaco que o ca-Terra. São observacas ondoleções mideridas da su serficie em cerca de 6 de da area, terras baisas em cerca de 30° c. le so ancros elevados Crima la e Terra Aplicodite), gae foram interpretad is como massas rochosas (continentus), heleocoro in ores aviacoese estruturas o roll ares gig intes. Eg. 11 "partientacom grandes estruturas valcán cas de co apso exis en tes na Terra feram clisery idas. Nem c dentificados sistemas simetricos de cievações incide grande extensão, interpretados como ara legos a ssistem s de dorsais existentes nos necan is terrestre (Cap. 17), e também clevações opograficas na 1 Iditar interpretadas como cadetas mentanaosas produndas por colisão de massas coat nentais. Grande enteras de impacto foi, in cientificadas, sugerindo qui certas areas do planeta são geore concure da se

Vatmosfera de Venus, secundaria como a da Terra, e formada basicamente por CO, e quantidad menores de N. Se) e ou ros gases. A pressio atmitenca na superfície do planeta e ce cerca de 12 ha enorme quantidade de gas carbonico existe um efeito este ta gia otesco, eles indo a te upera en da superfície a iguasco stori

cal sa cas similindades de tamanho e compilisicar. Les is dever a ter regime territos sinuar ac dil'erra, suger ndo, portanto, a existência de amiestre acraç ao roterna. Emeretemo, evidencias diretas de n de lor cogado l de imo tenesare não escão coon vadas. Ao mismo tempo, a e evada temperaturi saperficial do prineta sugere que a sua rosten: seria ne tos espessa e mais fluturate, impedindo ou dif 👢 tando processos de senducção pa a o nonto intendo er planeta como os que ocorrem na ferra (Cap. 6-Alim e 850, a grande quantidade de vulcios apentaria. Les sterest de regoes com cler a producto de ceof but shots (ips. 6 i, 17) no mano de Venas, is entas postere in reflette o progato feral de una din. hat tide dessipação supertida do calor internação 1 10 1

Marte O quarro planeta do Sistema Solar e percación, com massa aotal de cerca ce 11 daquela da letta. As monetosas sondas espaciais, mas em especial is massoes recentes dos sondos Pretiences a Globa Surveyor, trouverom enorme quantidade de cacos ma valos is acerca do "planeta vermella". Lig.



Fig. 18 gm se 3 vu coes c

anunas escultas circulares no seror acidento iber nicomplui estrutura enanne que inizirio pila neta em su suporção equato a irata se de um can an com 4 500 km de extensa il denominado va les Mannors iseme hante dos vales de atunidamen o la restiles e possive i tente formado poli processos geologicos internos de Marte Fonte INASA i Pilados de Marte INASA i Pilados de Pilados de Marte INASA i Pilados de Pilados de

Mate contem and atmosfers to the pressional moster can have certicited despends 0, it is at consistinc a principal neare de CO, alem de quantidades di minitas de nitrogenia en la morOs pricessos generatios superficials di plinet, sio comin, cos pereio dia vento, encresido abservacios en mios can pos de dunas, constantemente modificad a portempostacios de troi. Marte tam nem apresenta cal las polítics que incham en a, alem de gelo.

Ala tana granate di cranci antre is con hemister. mare mos, sendo o mercional de televo o u clear documents addentine our repeatite light to security na ci ormaco por ami extensa plan de poir il ide accienormes veleñes, er tre as quais. Alorte O anaix co 6 km d. Tarasibre aping a candinte. Lg i 19 Este containt across cole do Sisa a Sont CI hemisterio su le repleto de cra en side in pacto, e o pan mann gesemel og se av terzas e tas lubares, de mod que a superficie do hemisterio sal deve - malogamen e mano velva. Por og 6. Judo, i seperticie do hem sterio norte pesse, i numero mercor di era cras, e sua superficie dece ser relativamente maspacm, embora a new antiga se completal, com a de Venes no die Per al Os de Le os y die a dos e sous e dirames de lava princament, not possed numbers devenue, ser que logicomerticom, so ovense Qu composie a) quí mea das lavas mareim sed vem pri-Johnnar variedades basalt cas ou variedades certificatis or magnity a ischicus, como for reveid opens, och ses efetancas derante a missão. Pablinger e rambonispecify realizaday nos meteoritos SNC, ja meneo ia LOS, CLIES COMPOS COUS HE DICAS IN OSTRAM SE sernel a rities as despisations terrestres.

A litesten de Vinte deve ser muito espess i mn ma de 150 a 200 km par ser expandes porta a presentiento de estrutur sive entressi abilitaris e imilitari do Vonte Ol mpus, numa pos ego tixa. Provaveliment i pli neta teve nos seus primord is ama evolação gadogica in erna importante, que de el er cessado renatro tempo, visto que, palo sea pequano fati in mano do estor interne prodezide ten i escapia o di ctamente para o esprço, Interpretações com base emdetermin eses de ienge dos merconeis SNC suze rem que as rochas yule micas de Varte (c) un cerea ex-1,000 milhoes de anes, apos o que tera terminido a case de valean sme ativo no manera. Presentemen eman se il bise nomi evidenças de la vidices prolineas. em Marte, et miss fercoes indicando que o pineta provincimente nanca, eve aina, cerente glebel plac

e da com a que se desenvolve até noje na Terra. Toda via, feiçoes mortologicas aneares tipicas de Marte, tais como o ja mencionado l'alles Martieras (Fig. 18), se in Trantes a certas estretieras terrestres de niesma maente de, como os vales de a undamento da Africa omental, ou a estrutora ger logica que condicionos o aparecimento do Mar Vermelho.

I in varios lugares, a superficie de Marte aparece como dissocada e modificada por a na combinação de erosão aquosa e movimentos de massa "Fi — "20 Tendo em vista que a superficie e muito fria, colorom petitudas normamente abaixo de 1°C, a água somente poderti atuar como agente erosivo em episodo is "cacites" de carta diração, como em decorrencia de carta diração do gelo que deve existir de modo pero apente na sab superfície de Marte, em materiais porosos ou fraturados, em situação similar à dos terirenes conquados que existem na Terra mis regiões de casa il tudes.

Desde is printe, ras observações de Marte, passan do pelos relatos de astronomos do seculo XVIII, como o italiano. Seniaparelat e o norte americano C. Lowell, que descreveram os fambsos "canais", sempre houve especiações sobre possíveis habitantes ou sobre a existencia de formis de vida naquele planeta. Em 1996 am grupo de pesquisadores da NASA rela ou ter en cilitrado possíveis evidências de atividade hiogênica no shergotico ALH84/01, um dos constituirtes de



Fig. 1.19 Monte Oi mpus, a maior vu cao conhecido do Sistema Solar, curo tamanho è três vezes o do monte Everest Fon e. NASA...P.



Fig. 1.20 A superficie de Morte la camo to vista pelu sondulitht nder ma região de seu pousa, ha con Jenou 40s voles. Ares e Tu. Trata se de uma enorme planicie de mujulação to mada numa epaca em que ocomeram grandes movimento i ormaterial transportado em meio aquosa Fonte NASA.

proveniente de Marie. Tas evidencias, anda hoje de bandas pela Ciencia, consistem de hidrocarbonetos arumaticos encontrados em superficies trescas de inturas do meteorito e formações globulares curbonaticas que se assemelham, em textura e dimensão, a alguns precipidados carbonaticos terrestres, orintidos por ação bactemana.

1.6.2 Planetas externos: os gigantes gasosos

Japiter, Saturno, Urano e Netano são muito diferentes dos planetas internos descritos até aqui e correspondem a encames este as de gas contintin do, de baixa dens dade. Jupiter e baturno sac gigantes gasosos formados principalmente por H e He, en quanto que Urano e Netano possuem cerca de 10 desses elementos, mas suas massas compreendom tam bem súados, incluindo gelo e materiais rochosos. De qualquer forma, nos quatro planetas e possível obser var diretamente apenas as partes mais externas de sua atmosferas e especular a respeito da nature le das condições de seus atteriores, onde as pressões existentes são tão grandes que desconhecemos a fisica que nelas prevalece.

A missao Vovager 2 foi a que trouxe maior número de informações e magnificas visões de sea "grando *min*" pelo Sistema Solar na decada de 80. Entretanto, a missa Galileo, que ada em 1989 a que chegou a Jupiter em 1995 obteve a maior quantidade de informações soore esta planeta gigante, seus aneis e seus satelites.

Lipiter (l 13-131), pelo seu tamanho descomunal vide ser considerado uma estrela que falli il. Poss elmente, nos primordios de sua evolução, ele brilhou it como uma estre a, porem com lumin — de mili

fraca, be lapiter tivesse massa muito maior, o bisienia bolar teria side uma estre a dup a, como ha cuitos no Universo, e provavelmente a Terra e outros anetas não teriam sido formados, lupiter possui a ums aneis e un ersos sate ites, todos diferentes entre si nados por materia, sólido. Os muiores, deno no satelites galileanos, são Europa, Ganimede listo e lo 1 g 1 l 1 ls e ui mo sate ite tem tempe di la dema extremamente alta, de fa, modo que produzion na mente vio en is e riganiescas crupções vulcant si im sua si perfície (1 g 1 22). Trata se do mais intenso alemismo do nosse bistema bolar.

Vener interno de l'upiter e ainda muito elevada i trelmente suficiente para manter o material e seu interior interramente aqui do. Considera se que as ud a externas do planeta contenh an essencialmen. Hi molecular, Hi, enquanto que nas internos recione la limetalico, equi do le piter terra aindi ocico relativamente pequeno de material funcido, pos ivelmente silicatos.



Fig. 1.22 of the release profession of the second s



Fig 121 th to be the second of the second of

Processor of the Senting I,23), que deve compartil to the senting I,23), que deve compartil to the senting I,23), que pelas suas dens dad en nacleos de material dense. Os more les proposes para suas estruturas internas pre incorposo, de berto por um "manto" de la compartición de

1.6 3 Cinturão de asteróides

Entre as orbitas de Marie. Jupiter ocorre de inturade astereidos, constituido de incont, veis corpos pune ar os de tamanh is diversos. Como tei mene enaciinteriormente, a grande maioria des incteor teis que
continuamente caem na superficie da Terra prevendesse cinturao 1 provavel que os asteroides não poderam se reunir num unico plane a, na cipoca di
acresção, devido às perturbações de tilitureza
gravitaciona crusadas pela proximidade de jupit

O major asteroice conflectore (letes com clame tro de 974 km. Alem deste, conflectim se mals at asteroides rom mametros superiores a 30% of lete de dizent as com di mie ro superiore. Il o official de 200% com dumetro superiore.



Fig. 1.23 Mosaica mostrando Saturna e seus sate tes Diona,

e a el ethys. Os sete anais deste pianeta sao formados essenmente de gello e poe rai em particulas e trag mentas pequent.

El 1, ...

 m por d'ante. Cerca de 75 e desses corpos consisció de si ciros de le c. Mg. naterial similar no dos neteor fos condríticos, Cerca de 15 a apresentam se como mistrazis de na erial si carico e materia, meta.

F. X1 podendo ser analogos ios siderelios cerca de 5% parecem ser totalmente metalicos, asse hando-se aos sideritos. Os 5% restantes poden presentar outros upos de meteoritos. A massa tetalis sucroides conhecidos corresponde a cerca de 3% massa da 1 da

1.6.4 Cometas

Cometas são constituidos pred—ministrativos materia gasos» I., 1.24), que representa a materia primordial da nebalos. Silar Acredita se que durante o processi de acresção planetária, na tase de formação de planetesimos, os cometas taniem forma formados numa região muito além do ine, planetario mais externo. Taís corpos, de dia esta sariaveis (da ordem de 1 km de diame rou menos), não puderam originar pricoplanetas, por estitiem muito afistados entre si. Durante esta bisos de anos de nosso Sistema Solar, as or

bitas dos cometas foram perturbid s peugravitacional das estrelas mais proximas, eles estarion orientidos ao acaso nas priximid des do plano principal do sistema. A nuvem de Oort deve conter possis elmente muitos lulhoes a

Cerca de 750 comecas sao connectors, com por exemplo o de Italler de periodo curto, como nota o faz se aproximar da "cirra a cada "5-20" i si como ocorreu em 1986, na o Vinamachera que coladia espetacularmente com o planeta i (p. 6) em nibo de 1995. A constituição dos cometas e clei compostos voláteis congelados, ta sicon e 1100 i 100, C. CO. CO., H., OH., CH., O., S., MI., No HCN., N., e muitos outros, inclusive metas como N. A., Mg., St., Cr., Mn., Pe etc., Q., ando cometisão trazidos para perto da orbita da Terra, se usiga são vaporizados e ionizados pela ristação solar, e o comunto toma a forma upica de um niveleo com e uma canda apontindo para o ado oposto do Sol



Fig 1 24 Co. et le tyle gale des medit em so de la color de 27% Fento NASA

1.7 Perspectivas do Estudo do Universo

A aventura extraterrestre da humanidade está apenas começando, na pusca de respossas — a iquelas questoes fundamentais formuadas no inicio deste capitulo. A ocomomento, novas observacioes e novos dados cientificos são dictoriados, e muitos deles causam surpresas inespenadas que modificam teoras e ideas estabelecidas. É desta forma que a ciença progra c

Pieco conhecimento do Sistema Selar, as altimas quatro demans de seculo XX foram eraciais. Contado. «xn. m. e in the territories are the transfer a concent is estiperas começando. A sonda Galileo anda continua estudando Jupiter, e são apenas do final de 1799 - s imagens tunu stie si lo satelite Io, com um de seus vulcoes experindo. Liva extremamente quente, a mais de 1 km de altura, nuntaese ua minor de que qualquer das érupções tamosas do Havia... Programmatis outras massões, com êntase para o planeta Marte, ao redordo qual anea permanece o Giobal Surveyer Planeja-se coletar. amostras de gases, solos e rochas, entre outras costas, para I have not a first of the property of the first the second of the second a color received to a relative a contract that he Pretendo se rambem obter un muhor connecumento de asteronies e cometas, talvez os objetos mais enigmaticos do Sistema Solar, por meio de missões especiais, envolvendo ma majors o de monto ace assage is

Para melhor compreendermos o Universo, têm sid decis vas as tetografias obtidas pelo telescopro-inhibital Hubble (Fig. 1.25). Este instrumento comtimeladas, lançado ao espaço em 1990 a mais de 5 0 km da superficie terrestre, p. imi via distorções providadas pela nossa atmestera nas magens fotograficas dos telescoptos convencioca 🔻 Em poucos anos, o liubble produziu remeranta te, a partir de sistemas de centrole na Terra, mais de 2/1000 observações preciosas. Lintre elas, estadimagens nitidas de nebulosas, galasias antigas, buracos negros, explosoes de supernovas e atelmestro. do choque espetacular do cometa Shumacher Levy contra Jupiter se fizeram disponiveis para astronomes e astrofisicos, e seus resultados revolucionaram cosn ologia moderna

l m 1999 foi implementado outro experimento científico ambicioso, denominado projeto $B_{\rm cont}$ \lesssim I m telescóp o de duas toneladas e instrumentos de

le accisao foram instalados nam bilio e a conoue se encontra sobrevogralo a Antarra, com a finaidade de observar uma regino da ceu pra, cament mada radiação de fundo res ltante ao 1 1 - 8 magens obtidas por este teasco o sesent stas ofereger am lest mativa ea densid al Universo, considerada convincente por maitoastrotisicos, e com isto sugerir que ta idensidad i i a abaiso do vilor entres comentido no tem de tecapitulo. Embora a demonstração inegavoca andacependa de uma solução definicya para o mistorio do nateria escura, a evidencia do projeto Buomento ... v. 1. representation aberto com ama expansão centínua para sempre. Volt mos essim às nossas inquietudes metafisicas in claoma possivel resposta para o futi ro do Universo. Mase o nosso Universo teve um inicio, no bi, hang, e se ter finamente dem instrado que e e e etern i ciocipi. A CONTROL OF STANDER OF HIS ao infinito, na senam estas características se c da existência de uma vontade chadora-

Interested to the control of the con



Fig. 1.25 Telescop rapid to de Fride A 4

1.1 Planetologia comparada

At the control of plant as to Sistem, So at the certain de serial bettos and sistem de apropas de astronomos, pesante também a ser foco de interesse dos geocientistas. Embota cada objeto no Sistema Solar se curiedo, o novo campio de Ciencia, a plante o gor comparada, tem o mecido muitas acões que podem ser aplicaças a Testa et a speciquanto aos topicos de sua origem e evolução primitiva, conforme resumido nos temas abalso.

Chestade. La Ayras Martine, muit se caretros, mostrou que o maem asmo de aporb saltido é

"I should be a seek induced, as como os e númers carbon ecos, sobrevación par indica a idade do sete a Son indica en contrato de plantas e in seas atélics.

em mante e necessive irrea numa use precise, previve, nente anna derante chambla le escris pale un

As ofteren is in composica a distatmosteras dos planetes internos indicam que is composições originais ce se si ses a perde i e il dos compos is vellações is subsequentes processos de degasificació plata i formicia e is atuais atmosferas foram específicos e distintos, para cada planeta.

Aparentemente, o regime de tectônica global do planeta Terra é unico.

o. A codercia de grances inpacios pea de mauracia de impreside todos as tamanhos eternire e inscrincia municianos que e numero de mercos durante 800 milhoes de unos, e inserto diras superfueis de la aixidente Nova. No de

Leituras recomendadas

- ANDERSON, D. L. Theory of the Earth, Boston: Biackwell, 1989.
- CROSWFLL, K. Magnificent Universe. New Yorks. Simon & Schuster, 1999.
- GOMES, C. B. & KEIL, K. Brazilian Vione Meteorites. Albuquerque: University of New Mexico Press, 1980
- KLRRIDGE, J. F. & MATTHEWS, M. S. (eds., Meteorites and the Early Solar System. Tucson University of Arizona Press, 1988
- MASSAMBANI, O & MANTOVANI, M. S. (orgs). Marte, Nanas Descouertas. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico, USP, 1997
- WEINER, J. Pianeia Ter São Paulo: Martins Fontes, 1986

MINERALS E ROICHAS:

CONSTITUINTES DA TERRA
SÓLIDA

Daniel Atencio
Ian McReath

ara estudarmos o planeta Terra e necessario, in trial mente, combet er as e d'acteristicas dos materiais que e constituem, especialmente os mais superficiais e com os qua s temos mai ir contato. Na superficie terrestre, podem ser observados materiais actoristicie terrestre, podem ser observados materiais actoristicio (por exemplo, os sonos cos nossos jar dins, as aretas dos cios e das pratas) e rochas consolidadas, am os constituidos por associações mais pu ir coos e tracteristicas de minera s

Os principals usos atuais dos in neras e roc ias mais e muns são apresentados no Cap. 21. A importancia dos moras se rocinas no desenvolvimento recoológico da ramandade cresceu continuamente desde a epoca da pedra lascada. Entre outras coisas, a sociedade tecnológica nao teria conseguido chegar a Luainao fosse o seu conhecimento sobre as caracteristicas e proprie dades dos minerais. A dareza excepcional do diamante, por esemplo, foi responsavel pela fabricação de peças necimicas de alissama precisao que aux haram a ida de homem à Lua. Alem dessas aplicações muito especializadas, muito cosa que asamos no nosso dia a eta vem do re no mineral.

2.1 Minerais: Unidades Constituintes das Rochas

2.1.1 O que são minerais e rochas?

Minerais sac element is on compostos químicos com rempos cao celinida dentro de certos unites custal zados e formados na uralmente por meio de todo colog cos morgânicos, na Terro ou em corpos extraterestres. A compos ção quí mea e as propriedades enstalográficos bem definidas de in ne ral fizem com que e e seia unico dentro do remo mineral e assim, receba a minoral caracteristico.

Cada tipo de mineral, tal como o quartzo 5(O), constitui uma especie mineral. Sempre que a sua ensita zação se der em condições geológicas ideais, a sua aização ato ir ca interna se manifestara em ama ternia geometrica externa, com o aparecimento de taces, arestas e vertices naturais. Nesta situação, a amos tra do mineral será en imada também de cristal.

O termo rocha e usado para descrever uma assorciação de minerais que, per diferentes mot vos geológicos, acabam tie indo int mamente un dos. Embora cocs, e, matas veze, dera, a rocha nà ce nomogenea. Ela nao tem a continuidade física de um mineral e, portanto, pode ser subdividida em lodos os seus minera s consumintes.

minera cu a rocha aprescotir chia importancia economica ()

Par on ceet 1 se con entre de la reconstallar os principais conceitos as i lo de apresentad i Como sera visto, a tradição estabelecida pelo uso e, às vezes, o abuso dos termos, concuz a ilgumas inconsistencias. Co requenteme ue, a utiliza ya i do termo mineral nem sempre é compactamente consistente.

a. Quan o à de iraças "... enemento on compo, to quamo com composição definido dentro de certos unites...

Algans poucos manerais tem uma compos cas qui mica muito simpies, dada por atomos de um mesmo, elemento químico. Sao exemplos o diamante atomos, de carbono), o enxofre (atomos de enxotre) e o ouro o (atomos de ouro). A grande maioria dos minerais entretanto, é formada por compostos químies que resultam da combinaçato de diferentes elementos qui micos; sua composição química pode ser fixa ou variar atentro de limites bem definidos. Na composição química do quartar solo o atentro de sitiem com do quartar solo, qualiquer que sala o tipo de ambiente geológico em que o quartzo se forme. I

nuncra incomum has roch is da superfici terrestic, cujo membro magnesiano, no entanto, deve formar parte importante das rochas do intenor da Terra. Cap. 5, - as relações que se mantem fisas são a soma das quanticades de ferro e magnesio, com dois atomos, a quantidade de silicio, com um atoma, e a da oxigênio, com quatro atomos. A composação quantica das o ivin is pode variar entre dois atomos de ferro e zero de magnes o e dois de magnésio e zero de fetro, sem pre com um atomo de si ci o e quatro de oxigemo, tormando ama sêne de minerais que fazem o gr. po das olivinas,

b, Quanto a definição andaliquis.

O tato de a definição de minera destadar o termo cristalizado, para esses matemais, significa que eles té num arranjo atómico interno tritimensienal. Os atomos

mos constituintes de um mineral encontram se distribuidos ordenadamente, formando uma rene tradimensional (o reticulo cristalino), gerada pela re petição de uma a udade atômica ou iônica fundamental que a tem as propriedades fis co-cumulas do nuneral completo. I sta unidade que se repete e a cela unitaria, o "ni olo" que va servir de base para a construção do reticolo enstal no onde cada atomo ocupa um posição de fin do dentro da cela unitaria (Fig. 2.1)

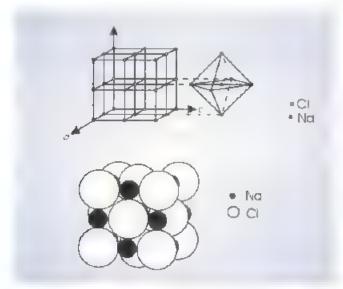


Fig. 2 1 Arran,o espacial des ions de Na le C1 na composto NoC (halita) mostrando a cela unitaria que resulta no hábito constal no em cubos geralmente apresen ados pelo minero.

Duas propriedades físicas que por si so atestim esta organ zação interna lio o hábito eristedino e clivagem. O hábito cristalino e a torma geometrica externa natura, do mineral, deservolvida sempre que a cristalização se cer sob condições ca mas e ideais la a clivagem é a que ma s stemática da massa mineral em planos preestabilicados que reiniem as agações estanteas mais fracas oferecidas pela estrutura do minera.

Na natureza, os cristais perfeitos dos minerais sãos taros e consequentemente constituem as joias do reisso minerai. Mais comumente os nunerais se apresentam como massas trrega ates. No entanto, a cristal oidade destas amostras de minerais também pode ser reconhectida de outras formas, por meio de suas propriedades opucas, por exemplo.

O mercario e emento nativo, e o anteo onido considerado especie minera. O gelo termado natival nente para carotas polares, por exemple, e considerado ma eral, escuenta al real, escuente de considerado ma eral, escuente al real real.

Substancias y didas amorfas tais como guis, vidro e carvões naturais, não são enstalinas e, portanto, gao sanstazem, as exigências da definição de mineral. Estas substancias formam parte da classe dos mineraloides.

A repenção sistematica dos motivos estruturas formados de atomos, tons ou moleculas sustenta o conce to de simetria cristalográfica. A Cristalográfia estuda a origem, desenvolvimento o classificação dos cristais naturais los minerals que exibem for nas externis geometricas le arbitetus.

O estado da simetria externa cos cristais e teito com auxilio dos elementos abs ratos de simetria planos, exos e centro) e as suas respectivas operações de simetria (reflesão, rom no emversas. Assim, reconhecer a ex siência de um plano de simetria no enstal e visi al zar uma superficie que o corra em deas metades iguais, s metricas (Fig. 2).

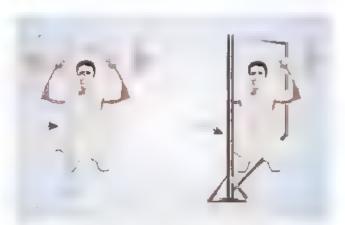


Fig. **2.2** Plano de simetra, que corta a cateta em duas partes guais, simétricas como um abjeta e sua image ni efici da num espeino

O exo de senema é ama reta magmante que passa pelo centro geometrico de cristal e ao redor da qual, mam giro total de 36%, ama acque geo netro i do cristal se repete certo numero de vezes a

O centro de simerna e am ponto da simetra, concidante com o centro geometrico do cristal, em relação ao qual as feiç ies geometricas do cristal se invertem 1- g. 2-4).

O conjunto dos possives elementos de simetro encontrados em um crista, e chamaco de grati ou elesse de sametra ou grupo poncad. Existem, na ature za apenas 32 grads de simetro, agrapados de acordo con a simbar dade de seus elementos de simetro " ao "mais simetro" ao "mais simetro" ao "mais simetro" cubico, tetragonal, trigonal, hexagonal,



Fq 23+ .

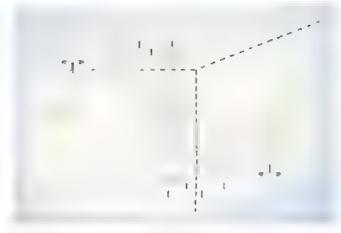


Fig. 2.4 Centro de simetro (C)

orterrembico, monachiico e tric in ca. Os sete sistemas cristalinos são anados para a class ticação cristalogràfica de todas as substanc as, naturais e u não, que apresentam estrutura cristalina (Tabela 2.1

A escola norte americana de cristalografía consi dera a existencia de apenas seis sistemas eristalinos, uma vez que coleça o nosso sistema trigona come uma subdivisão de sistema hexagonal, chamada de hexagonal romboedral, Assim, enquanto nos, brisileiros que segumos a escola curopeia de cristilografia, la la nos que, por exemplo, o quartzo a e a turmilina se crista zam no sistema ingonal, os norte americanos consideram estas minerais ecinio pertencentes ao sistema hexagona, romboedral. Por isso, devemos tomat n cuidado sempre que usarmos um livro de enstalografia e in neralogia da escola norre-america na, de não confuncir o nosso sistema hexagoral. H com a classe hexagonal romboedral (Hr) deles

c Quanto a derimçai, ", . . jormado natisralmenti

Quando usamos > term > "naturalmente" na dela ção de arrieral, indicamos que as substancias devam of the espects and amente its nature? Como regra ge ral, substâncias sinteticas, eitas pelo ser puntano por sinte se no laboratorio ou os produtos resultantes de combastao ou os fort...acos a pacas de materiais amficiais, mesmo com a aga committed to the same same consideration nuncras ambora apresente pasadas as carac cristicas de seus equivalentes naturais, e sua sintese possa apacar a en tender o processo da formação dos minerais 10s atterentes ambientes geo ogicos. Por exemple "enquanto o rubi natura, e mineral, o rub: sintesco nao o e i libre tanto, como se vê, na prauca os compostos sinteticos recebem os mesmos nomes dos equivalentes naturale-Em alguns textos, vê se o termo "mineral sinteuco" o que e, estatamente, um contrascaso.

d) Quanto à definição ", processos morganicos...

() uso de termo morganico na definição de miné rai impede que as substancias puramente a ogen eas seiam minerais. A perola, o ambar, os reciles de cirais cio carvao são algumas substanças o ogenicas que não pocem ser consideradas nunerais, por um motivo ou outro São todas mineraloides. No caso di coral, embora possamos reconhecer compostos quanteos idênticos às formas naturais de carbonato de calció sólido, o organismo vivo tem intervenção essencial na produção do composto - que e uma secreção gerada por seu metabolismo.

Tabela 2.1 Sistemas cristalinas constantes cristalograficas e simetria principal de a guns minerais

\$istema {	Constantes cristalográficas.	Simetria principal:	Exemplos de minerale (
Cubico (Isométrico)	$\alpha = \alpha^3 = \alpha^5$	4 aixos ternários	Diamante, granada, espiné ic
Tetragona	0 -04#6	l eixo quatemáno (eixo c)	Zircáó, cassiterita, rut lo
Hexogonal	α, α, φ,≠c α-β δ 90 eγ 120	T elxo senório (e-xo c)	Quartzo β , berno
Tagona	$α_1 : α_2 : α_3 ≠ c$ $α_1 β : δ : 90 e γ = 120$	1 elko ternária (euko c)	Quartzo a, turma na, corindo
Ortarrómbica	α β-γ-90°	1 eixo binário (eixo c), pode ter mais 2 eixos binários e ate 3 planos	ΟΙ ν πα, αποριτοχêπια, ταράχ σ
Monoc nico	ο≠b≠c α γ 90° e β≠90°	l eixo binário (eixo b); l piano contendo os eixos o e c	Ortoc asio, mica, clinopiroxénia, clinopiroxénia, clinoant bol o
Trican co	o≠b≠c .x≠β≠y≠90°	um centro de simetrio ou sem simetrio	Μ craci πια, plag aclásia

2.1.2 A origem dos minerais

A origent de um mineral esta condicionada aos "ingredientes químicos" e às condições físicas (tempo ratura e pressão) reinantes no seu ambiente de formaçaq. Issum sendo, minerais originados no integuor da Terra são geralmente diferentes diqueles formados na sua superfícial. As informações subre minerais presentes em corpos extraterrestres são inferidas a partir de amostras desses corpos, no caso di lidar no etidas diretamente de saa subcríticie e no caso di lidar no etidas diretamente de saa subcríticie e no caso di lidar no etidas diretamente de saa subcríticie e no caso di lidar no etidas diretamente de saa subcríticie e no caso di lidar no etidas diretamente de saa subcríticie e no caso di lidar no etidas diretamente de saa subcríticie e no caso di lidar no etidas diretamente de saa subcríticie e no caso di lidar no etidas diretamente de saa subcríticie e no caso di lidar no etidas diretamente de saa subcríticie e no caso di lidar no etidas diretamente de saa subcríticie e no caso di lidar no etidas diretamente de saa subcríticie e no caso di lidar no etidas diretamente de saa subcríticie e no caso di lidar no etidas diretamente de saa subcríticie e no caso direta

I m mineral pode se formar de diferentes mas neiras, por exemple, a partir de uma solução, de material em estado de fusão ou vapor. O socesso de criscalização tem inicio com a formação de um nucleo, um diminuto cristal que funciona como uma semente, a o quid o material vai aderindo, com o completo en ser conseguido pera passagem da materia do estado físico amorfo para o cristalmo, contre geológico quente. Isto occorre na cristalização de magma, material rochoso fundados

materials rochosos em estado de vapos, cuando senstatas se formam diretamente do vapos sem pas sar pelo estagio intermediario de estade lique ondensação de minera sia partir da nebalosa solai. Capul) deve ter sido um processo importante durante a formação dos planeias. Atuilmente, por demos ver na Terra a formação de cristais de enxofre a partir das furnarolas de atividades ígueas vulcanicas.

\ cristalização de substâncias a partir de so ações aquosas a baixas temperaturas (< 100°C) e um processo importante na formação das rochas sedimentares químicas (Cap. 14)

Na passagem de ma eria de um para outro estade cristalno, os materiais rochosos que ja estão cristaliza dos podem, por modificações nas condições de pressão e/ou temperatura, tornar se instaveis e se recrista izar em uma nova estrutura enstalina e e tável para as novas condições, sem que haja fusão do mineral inicial. Este processo é importante na formação de alguns dos minerais uas rochas metamoriticas. Cap. 18

2.1 Ligações químicas no reino mineral

Os nineras apres ni mie imposiçi e micros ante de tir ide certis in tis de e permite piritatio. Le se atribuam fórmulas químicas aos minerais. Os elementos químicos constituintes dos minerais estão an dos atribes de iferentes i pisa a ligido con sendo as mais com insias ligido es ancias, covarentes, metal e sie de Na i der Waais.

NO 2 CHS TOS CLOTS DOSE IN CAR THOUSE CIT IS COSE THEIR TO SECTION OF CAST promoneral hora actimizational, is not a decourse in the scale mill Concrete I be atives de liman en simples, como o Cl. pode se constituir um grapo ani, nice. "racica ani naci" il a nelo de elétrons, a exemplo da ligação entre os átomos de carbono no dismante. As ligações metadeas sao aquelaem que se formam "nevens de eletrons" como nos elementos nativos (ouro, prata, cobre etg. A mais tracadas agações quimicas e a de Van der Waais, que une moléculas e unidades estruti rais praticamente neutras, ou servición ped en seculos residiais. En recenis en mercio en exemplo el gritta ende as calcidades de limits de circiono la diside mode civa ente são enidas entre a principal de Vin der Willia I mideco rene i e tolers, the extra section of a many the man and the section of the section is it is given a concerniptation Or, amonto is a variable mental so treatment, as the achieved is in a list ibstatu que de sons em um seur minado signis em nocese has ace da por seme hange, de sans estas en Os emo icristin ntes de um mineral podem ser imaginad secimo festeras, con carej postrial e ne a re-Assim, Mg³⁺ e Pe – apresentam carga 2+ e volumes relativamente semelhantes (caracterizados pelo ralo tónico), respectivamente 0,74 Å e 0,80 Å; 1A · 0,1 nm · 10 °m), enquanto Na¹ (raio 0,98 Å) e K¹ (1,33 Å), ambos e morgri, to so insimalites. As males instituções entre Naie Kielentre Mgille in morgridades e entre Na e Mg. Na e Fe, K e Mg, e K e Fe, por evemplo.

Nos silicatos, a unidade estrutural 6 o tetraedro SiO₄⁴ com quatro O² (rato 1,36 Å), unidos a um Si⁴⁴ central 6, c = 5 Å, 4 c po c s i paret limente substitució por Å = rao 1,57 Å. Essi incace fe to n in 1 c c c n tor u = po ecro de condenação \(\), oc se, a um rigara gometros definido pe a cina \(\), so on side os gent = po le parecer isolada ex deprendir enterior definido por e tens, por esta cara se como esta esta esta esta substancia formando substancias tes co e os soross in tos ete. A pelímenzação en umaio entre este pol editos i o ciso teorem se qui o = u espocações entre \(\frac{1}{2}, \frac{1}{2} = \frac{1}{2} \text{n for sign o le se Quatro \(\frac{1}{2} \). Quanto nou r = rie de polimenzação me entre o número de átomos do Si e o do O no ânion polimenzado.

2.2 Polimorfismo e solução sólida

Minerais polimorfos de "pol", muitos, e "morphos", forma são aque es que tea essenta linea e a nesta empos ça que nas estruteras cristaanas diferentes, o que se reflete em seus proprietades lineas e morfológicas diferentiadas. Por exemplo, gratira e diamante são polimorfos de caroono. Ambos têm a mesma composição e aimica mas suas estruturas são diferentes, e como tal são considerados como espécies se paradas. Assim ocorre taire tem com a caleita e a aragonara, polímbros de CaCO. Quartzo te e cuartzo β. E be a 2. São dois dos polimorfos de sílica. SiO₂.

More a somerfos ide "isco" gradie "morphes de trimos ao os que possuem es de rideres una some na membra posición dam el diferente culvar ave dentro de de eramados lantics e el deta de CO in gues. MgCO e sidemo. FeCO₂. Em diversos casos, pode ocorrer um intercambio de cerer minidos elementos na estrutura, dundo origem a substincias de compos ção informe, ana carre dois ou mais termos finas, tese tance em un tenomeno conhecido como solação soula, por exemplo, davidas forster to MeSO a tanta a FeSO a nas e aos Marie Fe se substituem membra nente, e pagnoclas os, abrita. Na MSO a carotina Ca Al SeO₂, has quita a solução sol da se realiza atraxes da substitueção acontada lassim cramaca, porque envolve dois pares de elementos) de (Na\$i) por (Ca,Al).

2.1.3 Classificação sistemática de minerais

O estudo sistemático dos minerais fica facilitado quando se asam efficios que perm ram agrupa los em conjuntos com carticle isticas similares. Alguns dos enténos mais usados são resumidos na Tabela 2.2

Nos livros de mineralogia descritiva, exposições na tendogicas em maseus e em culeções em geral usa se o inteno quimico bascado na natureza do radical aniônico do o ineral. Por exemplo, no mineral banita (BaSO₂), o mineral anionico e o SO₂ e, portanto, a banta será classificada como su tito.

I sta altura class ficação dos m nemis se assemelha a de compostos químicos unuasida pela Química Inorgânica e aprese na as seguintes vantagens.

a) minerais com o mesmo radical amônico possuem propredades físicas e morfologicas muito mais seme-Il antes entre si que minerais com o mesmo canon. Por

Tabela 2.2 Alguns dos er térios usados para classificar os minerais.

Critérios usados	Exemplos
Sistema de enstalização	Minerais monaclinicos, cubicas
JSGS	Minérias, gemas, minerais formadores de rochas
Composição química	Elementos nativos óxidos, su letos

exemplo, a sidenta (FeCO) tem mais afinidades com a caleita (CaCO), ou com a magnesita (MgCO) do que com a pirita (FeO) ou com a hematita (FeO) :

 b) minerais com o mesmo radical antônied tendem a se formar por processos físico químicos semelhantes e a ocorrer associados uns aos outros na natureza.

2.3 Classificação sistemática dos minerais

As especies minerais conhecidas são agrupadas enterasses inmerais com base no anton ou radical anionico dominante em sua formula quinica. James D. Dana (1813-1895) teve papel fundamental na elaboração desta classificação. Assim, tem-se, de maneira simplificada, as seguintes classes, e no caso dos silicatos, as subclasses, seguidas de alguns exem plos e suas formulas químicas:

- Elementos nativos: ouro (Aa), enxofre (S).
- Sultetos: galena (PbS), esfalerna (ZnS), pinta (FeS.)
- Sulfossais: terraedrita (C.,Sb,S.), enargita C. AsS,)
- Oxidos: gelo (H,O), hemanta (Fe O_s), e issiterita Sit
- Halóides: halita (NaCl), fluorita (CaF.).
- Carbonatos: calcita (CaCO_J, dulimita CaMg(CO_J).
- Nifratos sal tre (KNO₃), salure-do-chile (NaNO₃)
- Boratos borax Na,B,O.,1011,O.
- Sulfatos e cromatos: parita (BaSO₂), gips ((CaSO₂ 2H₂O)
- Fosfatos, arseniatos e vanadatos apatita [Ca,(E,C,OH)(PO)].
- Tungstatos e molibidatos: scheelita (CaWO).

Silicatos: Devido a sua grande importância, os silicatos são subdivididos de acordo com o gran de polimerização dos tetraedros SiO_a⁺ e consequente mente pela razão S.;O dos ánions:

- duplas de tetraedros (soross licatos) SuO 1 hemimorfita [Zn,(Si,O,)(OH),H,O], epidoto.
- anéis de tetraedros (ciclossilicatos) Si:O = 1:3 benlo [Be₃AL(Si₆O₁₆)], turma ni
- caderas de tetraedros (moss beatos)
- a) cadelas simples de tetraedros Si O piroxèrios: enstatta [Mg,(Si O,)],
- b) cadeias duplas de tetraedros Si.O 4:11 anfibolos tremolta [Ca₁Mg₆(Si₈O₂)(OH)₃]
- folnas de tetraedros (filossilicatos) 5r()
 argilominerais (caulinita, esmectira), micas (muscovita, biotita).
- estruturas tridimensionais (tectossilicatos) ScO 1:2 quartzo SiO,
- feldspatos:
- a) potassicos: microclínio (KAlSi,O_n), ortoclasio (KAlSi,O_n).
- b) plagioclasios albita \\\ \lambda \\\. \Si_i, O_a\), more ca-(CaAl, Si_i, O_a).

Das várias classes minerais existentes, apenas uma, a dos silicatos, e responsave, peia constituição de aproximadamente 9 em volume da crosta confidenta. In the control of the secondamenta de la Terra em regiões confidentais, com espessura de algumas de zenas de quilometros (Tabela 2.3). Minerais has de nais e asses, embora menos abundantes, também são importantes pelo seu interesse economico e científico.

Tabela 2.3 Constituição mineralógica da crosta continental

Onsse mineral	(Spècie au grupo mineral	em vol.
	teldspatos	58
	piraxênios e anfibólias	13
Silicatos	quartzo	11
	micas, cionta, arg. om nerais	10
	olivina	3
	epidoto, cian ta, ando uzita sillimanita, granadas zeó tas etc	2
Carbonatos, Óxidas, Sulfetos,		3
Ho óides etc.		
oto		00

2.1.4 Nomenclatura dos minerais

A nomenclatura dos minerais e hoje controlada pela Comissão de Novos Minerais e Novos Nomes de Minerais (NMNM) da Associaç Mineral igica Internacional (IMA), criada em 1959. Os nomes de novos minerais devem ter, no caso brasileiro, a terminação "ita". Em contraposição, a terminação "ito" é usada para nomes de rochas. Os minerais conhecidos desde épocas remotas e cujos nomes ja têm uso consagrado podem não respe tar esta regra.

Outras recomendações para a criação de um nome para um novo mineral são

- que o nome indique a localização geográfica de sua descoberta.
- que o nomé indique uma de suas propreda des físicas

Exemplos: tetraedrita devido ao sea monto tetraédrico,, cianta (devido a sua con mais come in, azul).

 que o nome indique a presença de um e emente quimico predominante.

Exemplos: moLoden.ta, copr ta, arsenopir ta lananta.

que o nome nomenage e uma pessoa proeminente. Exemplos: andradita (em homenagem a José Bomiticio de Andradi e Si va. 1763-1838, geólogo e p: riarca da independenci brasileira), arriladita (em nomenagem a M_B a-Arrojado Ribeiro Lisboa, 1872-1932, geologobrasileiro).

Quando ocorrem apenas pequenas variações ou micas na composição de um moneral, utiliza se o termo variedade em contraposição a "especie mineral". Por exemplo, quando parte do a neo da espécie mineral esfalerita (ZnS, é substituído poterro, gerando assim a fórmula (ZnJe)S, or gina se uma variedade de esfalenta enriquedas em le, o não uma outra espécie e, portanto, não recebe um novo nome.

2.1.5 Identificação dos minerais

Os minerais mais comuns pidem, muitas vezes, ser identificidos simp esmente com a noservaçio de suas propriedades físicas e morto ogicas, que sao decorrentes de suas compos ções químicas e de suas compos ções químicas e de identificação rapida de minerais as seguintes propriedades: habito cristalino, transpatentia, bril incor, traco, dureza, tratura, el vagem, densidade relativa, geminação, propriedades eletticas e magneticas.

Hábito cristalino

E a forma geométrica externa, habitual, excluda pelos cristais dos minerais, que reflete a sua estrutura cristalina (Fig. 2 ° . F chamada simplesmente habito do mineral e pode ser observacia, sobretico, quanco o mineral cresce em condições geologicas ideais. Os habitos mais comunis são o faminar, o prismate o cristais aparecem al ingados como prismas), o fibro so o aciculat, o tabular em forma de tabuas ou ujolos, e o equidimensiona

Iransparência

Os minerais que não absorvem ou absorvem pouco a suz são ditos transparentes. Os que absorvem a suz consideravelmente são translucidos o dificultam que imagens sejam reconhecidas através deles. Oby amente, estas características dependem da espessora do mineral: a maior a dos mineras translucidos torna se transparente quando em láminas muito tinas [Fig. 2.6]. Existem, contudo, os elementos nativos meta icos, oxidos e sultetos que absorvem to tamente a luz, independentemente da espessor. São os mineras opacos

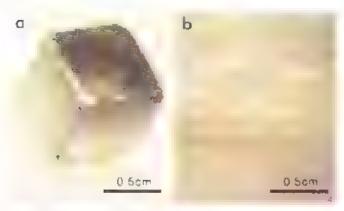


Fig. 2.5 Exemptos de habitos cristal nos la cubo de pirita (feS), visia par um euc ternana, mostranda tembem sua cor amarela e seu brilho metal co. (b) fibras de gipsita (CaSO, 2HO). Fata \sim McReath

Braho

Luz incidente exibem brilho merálico (Fig. 2.7a) to caso da maioria dos minerais opacos.

Os que não aungem esta reflesão tém brilho não metálico. Entre os tipos de ordho não metálico, é usual distriguir alguns caracteristicos, como o vitreo lo brilho da fratura fresca do vidro), o gorduroso (o brilho do azene), o socoso etc. (Fig. 2.7b)

O brilho metalico, como o nome diz, é o brilho dos miciais polidos, que todos estamos acostumados a ver em objetos de uso comum "Por causa disso, algons esque mas sistematicos de identificação de minerais de 124 m o tipo de brilho i metalico ou não metalico como o primeiro enterio de identificação. Entretanto, e hom lembrar que alguns minera, si a pirita, por exem pio) podem sofrer leve oxidação superficial, o que resulta na percia pelo menos parcial do brilho metálico naturil.

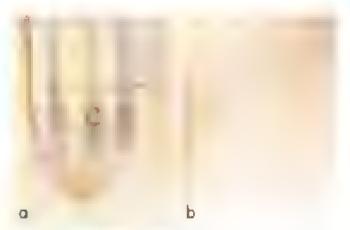
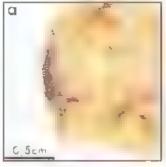


Fig. 2.6 Transparência e trans ucidez: a) esca a vista através do quartzo (SiO₂) transparente variedade crista de rocha, a a luz é parcia mente transmitida pe o quartzo trans ucido, var edade le tosa porém a esca a emba xo da amastra, na parte inferior, não é visive. Foto 1 Mr Reath

Cor

A cor de um mineral resulta da absorção seletiva da luz. O simples fato de o mineral absorver mais um. determinado comprimento de onda do que os outros laz com que os comprimentos de onda restantes se componham numa cor diferente da luz branca que chegou ao mineral. Os principais fattires que colabo ram para a absorção seletiva são a presença de elementos gurnicos de transição (ferro, cobre, niquel, cromo, vanadio etc., na composição quimica do mineral, os defeitos na sua estrutura atônuca, e a presença de pequenissimas inclusões de minerais, dispersas atra vés dos enstais. Alguns minerais têm cores bastante características, sendo chamados de idiocromáticos (por exemplo, o enxofre, amarelo). Outros sao alocromaticos, isto é, sua cor varia amplamente. A furmalma e o guartzo, por esemplo, ocurrem em muitas cores, Uonsequentemente, a cor do mineral nemsempre é propriedade conhave na sua identificação.



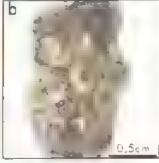


Fig. 2.7 Brilhas a) não metá ico tipo terroso no miner o bauxita (oxi-hidroxido de A'), b) metalico galena PbS]. Foto I McReath

Fraco



Fig. 2.8 Traco verme ho (risca de comprimento de 1 cm, aproximadomente na parte sucer or sobre placa de porce ana) da hematita Fe,O₃), minera de cor cinza escura el bri ho meta co Fotor McReath

Dureza

A dureza é a resistencia que o minera, apresenta ao ser riscado. Para classificá la, utiliza se a escala de Mel s, em homenagem ao mineralogista australiano F. Vlohs, que a claporou, com base na dureza de minerais relativamente comuns utilizados como padroes e que varia de 1 a 10, em ordem crescente de dureza N. podem ser usadas algumas alternativas e sen les sona coluna a direita da Tabela. 4 A lámina de aço risca todos os materiais com dureza menor que o e, por sua vez, e riscada por todos os materiais com dureza maior que 5,5.

Tabela 2.4 Escala de Mons e padrões secundarios

Mineral pad	rãe Dureza -	Padrão secundário
foico	3	
g psta	2	unha (2,5)
calcita	3	a finete (3,5)
fl /onto	4	
apatita	5	lâmino de aço (5 5,5,
ortoclásio	6	
quartzo	7	porcelana (-7)
topázia	В	
carindon	9	
digmonte	10	

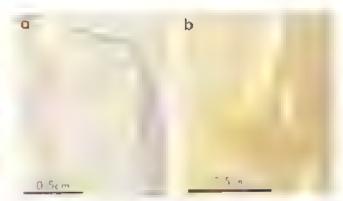


Fig. 2.9 Fratura e civagem a tratura concholidal do quantzo b) rês civagens perfeitos, em pad do romboedra, civos planos se destacam pela Tuminoção, de brihante a bastante escura, crisial de careira (CaCO) variedude de espato do sitándia. Foto McRea h

Fratura

Denomina-se fratura a superficie irregular e curva resultante da quebra de um mineral. As superficies de fratura, oby amente controlacias pela estrutura atem ea interna do mineral, podem ser àcregulares ou conchoidais (são estes os tipos mais comuns de fratura). Fig. 2.9a,

Chvagem

Muito frequentemente, correm superficies de que bra que constituem planos de notaver regularidade. Neste caso, a quebra passa a ser denominada clivagori que pode ser perfetta, poa ou imperfe la Amaiona dos minerais, alem de mustrar superficies de tratura, apresenta uma ou mais superficies de clivage na meadas segundo sua orientação com referencia a tirces de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos de solidos geometricos (por exemplo, cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo), cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo), cavagem ou a capa de solidos geometricos (por exemplo).

Densidade relativa

E o número que indica quantas vezes certo volcme do m nera e mais pesado que o mesmo volcitade agua (a 4°C). A densidade relativa da maioriados minerais formadores de rocha ose la entre 2.5 c 3,3 Alguns minerais que contem elementos de alto peso atômico (por exemplo, Ba, Pb, Sr etc.) apresen tam densidade superior a 4. Com aiguma pratica, pode se avaliar manualmente, de forma qualitativa, i maior ou menor densidade do mineral ou seu agrega do. No entanto, a deferminação precisa deste valor o feita utilizando se uma balança especial.

Geminação /

E a propriedade de certos enstats de aparecerem intercrescidos de maneira regular. Os diferentes individuos de um enstal germinado relacionam se por operações geome ricas. A germinação pode ser sam ples (dois indivíduos intercrescidos) ou mu tipla poliss nicioca). O tipo de germinação e, muitas vezes, muito producto do 10 pode germinação e, muitas vezes, muito producto en entre logo.

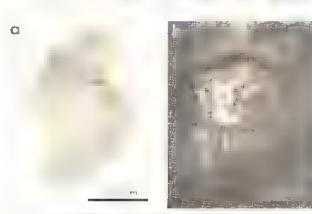


Fig. 2.10 f.e., si te re indis la geninatorim, a concruz da es aura ta (mineral da família dos silicatos), (b) geminação poissinietica repetida na labradanta, da familia sicóficia das plagicalasios, a padrão destada se pela discos prindus que indica de ageminação, quando visival serve para distinguir os plagiocósios dos te dispatos aicai nos. Fato i McReath

Propriedades elétricas e magnéticas

Muitos minerais são maus condutores de Lierrici dade. Exceções a esta regra se devem a presença de ligações atomicas totalmente metalicas, como e o caso dos metals nativos ouro, prata, e cobre, todos excelentes conditores. Nas estruturas em que as ligações atomicas são apenas pare almente metalicas, por exem plo, suffetos, os minerais são semicondutores. No caso dos minerais considerados não condutores, as ligações ionicas e covalentes predominam.

Propertied aprocured sometimes que se elements especies, he intercem em mineras que se elements especies, he intercem em mineras que se elements. Piezoeletticidade é a propriedade que um minimeral tem de transformar uma pressao inecanica em le carga eletrica. Se uma placa de quartzo, conveniente mente cortada, tor pressionada, surgirao cargas positivas e negativas extremamente regulares. Fista ca racterística faz com que o quartzo seja muito usado pela indestria eletroeletronica, no controle das radio trequencias. O Br. se tem granute importancia e o requencias.

fornecedor de quartzo para esta finalidade. Piroeletricidade é a eletricidade originada pelo aumento de calor. Os minerais sem centro de simetria, quando aquecidos, emitem uma corrente elétrica. Os primeros pirómetros, usados para medida de temperaturas em a tos fornos, foram fabricidos exporando a calvada paroclemedade das turnicimas.

I ntre as minerais mais comuns, a magnetita. Le () e a pirrotita (Fe, S) sao os únicos atraidos por um campo magnético (fină de mão). Este "1 x" na or mu a quimea da pirrotita significa que a relação Fe.5 c menor que 1, fica n y izias, enta a algumas posiçios destinadas ao Fe.

A orientação dos minerais magnences has cochas igneas e importante no estude de paleomag icusmo terresti. Cips 1. 6. Sua presinca e de grande valor para as explorações minerais baseadas em técnicas de sensoriamento com 1. ma v.z que os mineros as sociados a m. gnetita são mas facil mente. Cada idos, mesmo em subsuperfície, por meto de nagnetiometros especiais.

2.2 Rochas: Unidades Formadoras da Crosta

2.2.1 O que são rochas?

Por definição, as rochas são produtes en isomados, resultantes da uniac natural de minerais. Diferente dos sed mentos, por exemino artia de praia jum conjunto de minerais soltos, in recine terminado praia jum conjunto de minerais soltos, in recine terminado. Dependen do do processo de formação, a terça de ligação cos graos constituintes varia, resultando em rochas "du ras" e rochas "brandas"

chamese estrutura da rocha o seu aspecto geral externo, que pode ser maciço, em cavidades, orien tade ou não etc. A textura se revela por meio da observação mais deta rada do tamanho forma e relacionamento entre os enstais ou grãos constituintes da rocha

Outra informação importante no estado das rochase a determin çar dos seus minerales ante-Na agregação in neralogica constituinte das rochas, reconhecemos os minerais essenciais e minerais acessórios. Os essenciais es le sin pre presidences a minis ibandantes numir determinador chore as su si propore les determinam o nome daço a rocha. Ceacessórios podem ou não estar presentes, sem que isto modif que a classificaç o da rocha em questão Quando os in nerais agregados pertencerem à mes ma especie mineralogica, a rocha sera considerada monomineratica. Quando forem de especies diferentes, ela será pluriminerálica (Tabela 2.5).

Tabela 2.5 Rochas monominerálicas e pluriminerálicas

Roches monominerálitos	Rochas plurimineralicas
Calcário	Cina sse
Mármore	Gabro
Quartzito	Granito

2.2.2 Classificação genética das rochas

Classificar as rothas significa usar emérios que permitam agrupa las segundo caracteristicas seme thantes. Uma das principais classificações e a genetica, em que as rochas sao agrupadas de acoi do com o seu medo de for pação na natureza. Soh este aspecto, is rochas se dividem em três grandes grupos.

Ígneas ou magmaticas

Para recemberer se a rocha è intrusiva ou extr. siva è necessar o avaliar si textara () restriamento dos magmas intrusivos é lento, dando tempo para que os minerais em formação eresçam o suficione para serem facimente visiveis. Aguns cristais podem chegar a vários centimetros. O granito (fig. 2.11) é a rocha fonca intrusiva mais abundante na crosta terrestre.

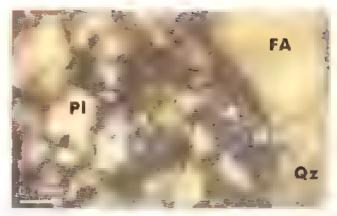


Fig. 2.11 Deta he de uma chapa de granito polida. As mosses roseas (par exemplo. FA, são o te dispato alca no los brancos por exemplo. PL), o piagrociás o Junto do quartzo (as masses evemente esbranquiçadas, por exemplo, QZ, os feidispatos formam os minerais essenciais que somam em tarno de 80% do valume da rocha. A mica preta (biotita) e o ambo o hombienda compõem a major parte das áreas escura

O resfriamento dos magnias extrusivi s e muito mais rapido. Muitas vez — não ha tempo suficie in para os cris ais crescerem muito. A rocha extrusiva tende a ter, portanto, uma textura de granulação fina.

Outro tato que chama a atenção no estado das rochas igueas e que a sua cor e bastante vanave. As rochas gueas escutas são ma situas em muiera s conte ide magnesia e terro () mafico () gabro, de composição equivalente ao basa to, é ama rocha guea, intrusiva, plutonica e mafica l'As rochas igueas claras são mais ricas em minerais contendo silício e atamínio (siálicas), que incluem fe dispatos e o quar zo, ou silica (dai, o nome félsico). O granito e uma rocha iguea, intrusiva, plutonica, sianca e telsico lista diferença oa constituição quimica dos magmas indica que existem diferentes tipos de magmas (Cap. 16)

Sedimentares

Parte das rochas sedimentares e formada a partir da compactação e/ou cimentação de tragmentos produzidos pela ação dos agentes de intemperasmo e pedogenese () sobre um, rocha processiva nies pretoato). Pig. 2.12b., e apos serein transportades pela ação dos ventos, das aguas que escoam pela se perfecte, ou pelo gelação ponto de origem ate o ponto de origem atem rocha sedim entare e necessario, portamo, que exista uma rocha anterior, que pode ser gibem inetamortica e mes-

mo outra sedimentar, ornecendo, pelo intemperismo, sedimentos paruciaas e cu composios quimicos das solvidos) que serão as materias primas usadas na termação da futura rocha sedimentar. Os compostos químicos dissolvidos representam a materia prima para os sedimentos químicos. Os sedimentos: Fig. 2.12c sempre se depositam em caniadas sobre a superticie terrestre.

Quando a rocha sedimentar e constituida por partí cadas (clastica) processo geologico que une as partículas sedimentares é conacido como litaficação coa diagênese, e compreende uma combinação entre os processos de compactação e cumentação. A litificação ocorre em concições geologicas de baixa pressão (peso dos sedimentos posteriores e paixa temperatura > 25°°C e por sso, as tordas clasticas não tem, salvo ratas extenções, a mesma consistencia dara das rochas figuras.

As rochas sedimentares casucas são classificadas de acordo com o tamanho de seas particulas constituintes, como veremos no Cap. 14. Elas são facilmente reconhecidas, pela sequencia de camadas horizontais com espessuras variíveis que normalmente exibem.

As rochas sedimentares cumicas 1. nao-clasticas são tormadas pela precipitação dos radicais salinos; que toram produzidos pelo intemper s no quimico, e agora encontram se disso vidos nas aguas dos rio lugos e mares. Entre os principais ánioris salinos estão os carbonatos, cloretos e sulfatos, enquanto os principais cations são os mais solúveis, os alcalinos Na e Kaje os alcalino terrosos Mg e Ca

Os depositos sedimentares de origem organica são acumulos de materia organica ta s como rest is de vegetais, conchas de anima se excrementos de aves etc que, por compactação, acabam gerando, respecti emente, turfa, coquina e gua io bão pseudo-rochas porque as suas particulas agregadas não são minerais.

Metamorficas

As rochas metamórficas "Cap. 18 resultam da transformação de uma rocha preexistente", romaio no estado sol do. O processo geológico de transformação se da por aumento de pressão e, ou temperatur, sobre a rocha preexistente sem que o ponto de fusão dos seus minerais seja aungido. Os geológios nas consideram transformações metamórficas aquelas que ocorrem durante os processos de intemperismo e de 11 ficação.

O metamorfismo regional ocorre em grandes extensões da subsuperticle do globo terrestra em consequencia de eventos geo ogie is de grance porteor political and the management of the common of the commo tanhasi Dependende dos valeres alcançad is pela variação de pressão e temperatura têm se metam irí smos regionais de paixo, medas cialis grao As principais rochas metamorticas formam-se no return osmo regional Mills of the control sac reconhecidas graças a sas estrutura de foliação, ou seja, a orientação preferencial que os minerais piace ides assamem, bem como a sua escratura de limiteas do bradas (Fig. 2, 2d), de ido as deformaç es que acompanham o metamorfsmy regional Cap. 19. O metam refismo local restringe se a commitos de terreno que variam entre centimetros e dezenas de metros de extensão. Quanto, no metamortismo local, o aumento de temperatura precessora, tala se em metamortismo terma so de os caso. Por exemplo, as cochas regionais su imetidas ao contato com uma camara magmatica pedem sofrer esse upe de metamorfismo. As rochas resultantes são chemidihorniel. No metamorfismo de amico predom na o aumento de pressão no fea inicino da transfermação das rochas, como em zonos de tolhas.

The Tillian I have been a few live.

Quando a temperatura do meta nortis no altrapass i um certo limite determinado pela natureza quin ca ca rocha e pela pressão vigente, frequentemente na faixa at 100 800%, as rochas comeram a se fi ndir, produzindo novamente am magma (Fig. 2.12c).

2.2.3 Distribuição e relações das rochas na crosta terrestre

A crosta terrestre representa a camada sólida externa do planeta. Ela esta dividida em crosta continen al, cie corresponde as areas confinentals emersas e cross a oceânica; que constitui os assoalhos oceanicos (Cap. 5). Tanto ama como outra sau formadas por roc as. Estudos da 1 distributeao litologica da crosta confinental indicam que 95% do seu volume retal correspondent la rocitas ens la mas, ou soja, mochas igneas cimitamo ri cas ciapeniis i a rochas sedimentires. Entremnto, considerando a distridu ção destas rochas em area de exposição e ichosasuperficial, os números se mod ficam para o de ros CERS Schilaring of appendix to the according to indica que as nichas sedimentares representan uma fina amina rochos, que se dispire se are as gne is e metamorticas, consideradas principais na construição tologica da crosta continenti...





Os agentas de erosão podem movimentar o material que forma a manto de ntempersmo, no undo a solo. A faita drivegra a constrato para a eros. A se pisiça dos sedimentos (fot para a consistante sedimentos os de sedimentos en compositante de sedimentos en seciendo en produce de sedimentos en seciendo en produce de sedimentos en seciendo en produce do em rocha sedimentos en tracación de composita de sedimentos en seciendo en contra sedimentos en entra contra sedimentos en contra contra

SEDIMENTO

EROSÃO E DEPOSIÇÃO

1 101 10 10

Herrich, V. V.

ROCHA SEDIMENTAR

Qualquer I pa de rocha pode sofrer metamarfisma em amb ente de a tas P e T, com pri dução de docras tota di e taliações, aiem de recrista zações mineiros gerando rocha metamárfica.



ROCHA METAMÓRFICA



O CICLO DAS ROCHAS

O intemperismo altera as características tísicas e químicas das rochas gneas metamórficas e sed mentares quando expostas na supertic e terrestre formando um manto de intemperismo, canstíl u do por na enatíl ável foto b. A podogênese e a formação do saio na parte superior do perf

SOLO

PEDOGENESE

MANTO DE INTEMPERISMO

> ROCHA ÍGNEA

निवासिकासी है कि स्थापिक

No vulcar smo, a magma a er e chega à superficie, onde se derrama coma lava (foto a). Sua solidificação forma racha (gnea vuicânica. Se a magma ficar preso no interior da crosta terrestre, forma racha ignea plutân ca após sua solidificação.

MAGMA

Qualquer tipo de rocha gnea, metamórfica ou sed mentari presente ser levada a ambientes georág en El a ndo mais a los que a ambientes georág metamórfico. Neste caso pode acorrer a tusão par cial. No exemplo (foto e), as massas ciaras são compostas por reidspatos e quartzo crista izados do magima formado pera fusão dos mínerais menos refratanos, enquanto as portes escurais são compostas pelos minerais mais retratanos que não chegam a tund r



As relações entre os tres tipos geneticos de rolhas na crosta não se dá i ao acaso. A i contratio, existe ima disposição rigida que reflete exatamente os eventos geológicos que ocorreram em determinada região. Es possível, para o geológico, descrever a historia gue legica da crosta, através do estudo das tochas e dos upos de contatos que existem en tre elas. As fontes de informações para este estudo são os mapas geológicos, cortes rochosos em estradas e ferroxías, perfunições de poços para obterição de agua e petroleo etc.

2.2.4 O ciclo das rochas

As rochas terrestres não constituem mass, s estat cas lais fazem parte de un plantea el eio de energa oue bromove, el misua ana tempet tida e pressão, merna, todos os processos de abaios sismicos movementos tectoricos el plaças e advidades suicânteas em uma dinamica muno intensa (Caps. 3 e 6). Da mesma forma, a atividade intemperica e el sismicos de avolvendo os agentes atmosferi el sicomo o ellor do Sol, chuvas, ventos, geleiras, timbem atuam sobre estas fochas, causando constituites a terações. Caps 8 a 13) Em sama, a Terra e em plantea y volem continua modifie.

As atalas rochas igness superficials da Terta estão softendo o constante ataque dos 7600 es nonterios—os componentes atalostendos (7 e 1 O), a 1g. e os organismos—que antamente re li zem nas 7 m forol tragmentar, incluindo tanto as detra as soldos da rocha engala, aomo os noles m portis forma los derante o atemper smo ries m portis forma los derante o atemper smo ries m portis forma los derante o atemper smo ries m portis forma los derante o atemper smo ries m portis forma los derante o atemper smo ries m portis forma los derantes de elessado e la liste tra aqua corrente, os contos o los gelorects ribui o mater al fragmentar atraves da sapor tote, opesió no o como se limentos e la lucia, necesos no micio fransformam se um roch o sedimentares, porem, pola compactação dos tragmentos e expulsão de agua intersitora le pelaconstance as fragment is any advisor before to as sedimentaries por sua vez, por activity of pressar as rectary metamorticas as ig. 2.12d. As aumientar a pressar, experiance tender, a despetatore, circular detector and about the pressar alleing a possibilities of the control of the pressar and pressaring and activities and any activities.

Lista sequência de eventos geologaris e apenas uma das varias alternativas que a notacionatico para estabe ecer um relacionamento genereo entre as rochas de nossa crosta.

2.2.5 Utilidade dos minerais e rochas

Os minerais e rochas representam hens minerais de grande importância ao contort i e hem estar da numanidade. Encontram ut azações das mais diversas formas, nas areas da meta urgia detrosa e não terrosa), da construção civil, da inclustria de terro azantes, e.c. (Cap. 21)

Leituras recomendadas

- DANA, J. D. Mamat de Minerationa. Porto Alegre LTC, Rio de Janeiro, 1976
- DFER, W.A., HOWIE, R. A. & ZI SSMAN, J. Minerais constituintes das rochas — uma introdução. Lisboa: Fundação Calcuste Gulpenkian, 1966
- I-RNST, G.W. Minerius e Richas, São Paulo: Edgard Blacher, 1971
- KI EIN, C. & HUR BUT, Jr., C.S. Manual of Mineralogy, New York: John Wiley & Sons, 1993
- LFINZ, V. & SOUZA CAMPOS, J. E. Guia para aeterminação de minerais. São Paulo, Naci mal, 9º ed., 1982.

SISMICIDADE E ESTRUTURA INTERNA DA TERRA



Marcelo Assumpção Coriolano M. Dias Neto

arcula, madrugada de 17 de agosto de 1999. Na cadade de azmit, numa das regiões mais den samente prevoadas do país, a população dorme nquila. De repente, sem non sum aviso prévio, a terra treme violentamente, causando terror e destruição, Em menos de um minuto, está deflagrada mais uma tragedia: mais de 15 000 mortos, quase melo milhão de desabrigados, a cidade interra praticamente arrasa. da e preja zos de balabes de de lares so país. Em poucos segundos, a Terra faz lembrar ao ser humano que a noção de terra firme é uma Jusão; o país já havia qua se esquecido a calamidade semelhante sofrida 60 anos intes. Como se nacibasi-se a traged a humana para mostrar o poder das forças internas da Terra, uma ruptura de 41 km de extensão na superficie, com deslocamento luera, de vanos metros, evidencia mas uma vez a evolução continua e mevitavel do nosse planeta.

Os terremotos, mais do que qualquer outre, fenómeno natural, demonstram inequivocaciamente o carater dinamico da Terra. O registro de milhares de terremo tils em todo o mundo. Lig. 3.1) define e emoldura as varias placas que formam a casca rígida da Terra. Nes te capítulo, estudaremos os terremotos e sua relação com a movimentação destas placas litosfêncas "a diferença entre liti-sfera, a casca rígida da Terra, e crosta será explicada adiante. Veremos rambém como o estudo da propagação das ondas sísmicas pelo interior da

Terra revela sua estrutura interna, tema que será deta lhado nos proximos capitalos

O Brasil era considerado assísmico até pouco tempo atras, por não se conheccrem registros de sismos destrutivos, e os poucos abalos sentidos eram interpretados como "simp es acomodação de cama das". Estudos sismologicos a partir da decada de "mostraram que a atívidade sismica no Brasil, apesar de baixa, não pode ser desprezada e e resultido de torças geologicas que atuam em toda a placa que contem o confinente sul americano. Veremos também que um dos aspectos importantes da sismicidade no Brasil é que parte dela é causada pera impiantação de novos reservatór os indirectorios ichamada sismicidade induz da).

3.1 O que É o Terremoto?

Com o lento movimento das placas atostericas, da ordem de alguns commetros por ano, tensoes ao se acumulando em varios pontos, ornotipalmente perto de suas bordas. As tensões acumuladas podem ser compressivas ou distensivas, dependendo da direção de movimentação relativa entre as poteas, como veremos adiante. Quando essas tenso es atingem o limite de resistó cia das rochas, ocorre uma ruptura. Eig. 3.2), o movimento repentino en 20° 40° 60° 80° 100° 120° 140° 160° 180° 180°

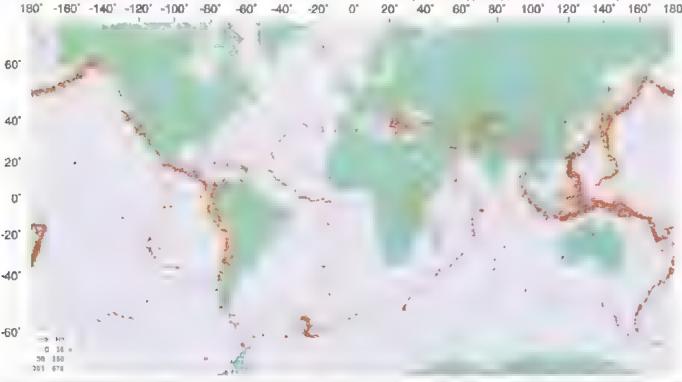


Fig. 3.1 kinds for the appropriate entered periods 1964 at 1995 disputs communities to Fonte

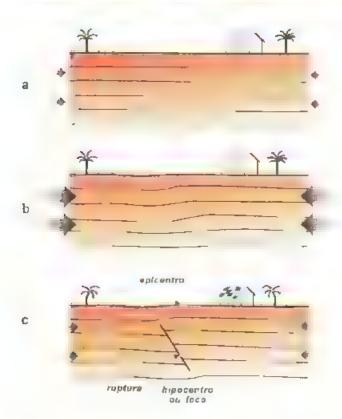


Fig. 3.2 Geração de um sisma par acumulo el beração de estarços em uma ruptura. A crosta terrestre está suje tala tensões la compressivas nes elexemplo, que se acumulan lentamente, detormando as rochas la), quando o imite de resistência dos rochas elatingido, acorre uma ruptura com um desiação neinto abrupto gerando vibrações que se propagam em todas as direções. Cera mente, o des acamento (ruptura se com a parte de uma fratura major pre existênte a ha geuragica). O pointo inicia da ruptura é chamada in pocentro ou faco do tremor, e sua proleção na superticie é a epicentra. Nem todas as rupturas at ngem a superticie.

tre is plocos de cada lado da ruptura geram vibra coes que se propagam em todas as directes. O plano de ruptura forma o que se chama de falha geológica. Os terrem itos podem i correr no contato entre dias placas. Et istericas jesso mais trequente) ou no interior de luma de as, como indicado no exemplo da Fig. 3.2, sem que a ruptura at nja a superficie. O ponto inide se in era a tuptura e a iberação cas ten soes acumuladas e chamado de hipocentro ou foco. Das princeção na superfície e niencentro, e a distancia do foco à superfície e a profundidade focal.

Innipora a palavra "terremino" se a utilizada mas para os crimcies eventos destrutivos, enquanto os menores geralmente são chamados de abalos ou tremores de terra, todos são resultados de mesmo processo geologico de acumulo lento e l'ocraçat rapida de tensors. A diferença principal entre las grandes terremetos e peque los tremores e o tamanho da area de ruptura lo que determina a intensidade das vibrações emitidas.

3.1.1 Ondas sismicas

Quando ocorre uma ruptura na itosfera, sa i gera das vibrações s sinicas que se proprigam em todas as direções na forma de ondas. O mesmo ocorre, po exemplo, com uma detorração de explosivos nama pedrura, cajas vibrações, tante no terreni como noras, podem ser sen das a grandes distancias. San estas "ondas sísmicas" que causam danos perto do epicentro e podem ser registradas por sismo, it is em todo o mundo.

Em 23 de ianeiro de 1997, ocorrea um terremoto na tronteira Argenti ia, Belivia (1 g. 3 3a), com profundidade focal de 280 km e magnitude de 6,4. As ondas deste sismo tiveram amplitudes sur cientes para serem sentidas na cidade de São Paulo, nos



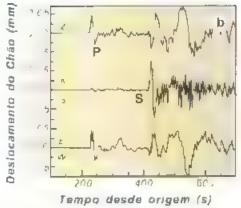


Fig. 3.3 Argentina abola Soo Paul a Registro na estação sismografica de Valinhos SP, de um sismo ocorrido na troi ra Argentina? Bolivia — 01 1997 com magnitude 6.4 b. () movimento do chao el rescrito pelo il esticompiliar des Ziveritas, positivo para cimo. NS (positivo para o Norte el EW positivo para a Leste. As andas Pie Sichegain 230s el 410s respectivamente apos a ocorrencia do la remoto.

indates saperiores de predios alios (na verda, e, as indas sismicas fizeram alguns predios entrar em ressonancia os ane tres mais últos ose lam com ma or impredel. A Fig. 3-35 mostra os sismogramas (um para cada componente do minimento do e año ver cal, NS e 1 W) in gistrados naquela ocasião pela estacio sismografica de Valinhos, a 70 km de Salvação. A raptura que causam o terremoto fo mais orapida e durou cerca de 5 s apenas. No entanto, foram geradas ondas sismicas que passaram pela estacio, a 1,930 km de distancia, durante mais de 20 minutos. Isto ocorre porque ha var os tipos de da las sismicas com velocida ides de propagaça a cuterer tes e que percorrem tra etotaas distintas.

3.1.2 Como vibra o chão?

Na Fig. 3.3 a primeira movimentação do chaochegando 230s ipos a ecorrencia do terremoto) e a desle camento de 0,03mm para cina e para Leste. Nesta primeira enda, quise nac ha vibraça i iz direção NS. Como as ondas estavam se propnuo de Oeste para Leste de epicentro para a cao) e chegaram na estação vindo de baixo para cima, porque as ondas são transmitidas pe o interor da Terra), vemos que as viorações nesta primeira unda são parafelas a direção de propagação. Esta prime ra onda e, portanto, ongondinal e chama se onda P. Quas. 300 segun, os depois da onda P. o. chao si tre am desfucamento de U.O. mm no se iti-. > Norte sta segunda onda tem vibração surpendicular à direção de propagação e e chamacat open transversal on onda 8

Ha, portanto, de is tipos de vibrações s sin cas cim um meto solido que se propagam em todas as arrece ese vibrações le ngitudinais e transversais. Nas indas e ngi admais (ondas P), as partículas do meto vibram paralelamente à direção de propagações, nos transversais (ondas S), as vibrações das partículas

perpendiculates à direção de propagação da onda. Is Li 3,4a e 3,5 mostrim como um meio solido se deforma com a passagem das indas lon attansmissão não apenas de vibrações , as par iculas com e o, nos timbem de deformações do meio is ondas Picorrespondem a deformações de dilatação compressão, e as ondas Sicorrespondem a extormações tangenciais também chamadas de cisa nimento. A velocidade de propagação da onda Pie maior que a da Si Por isso, a onda Pie a primeira

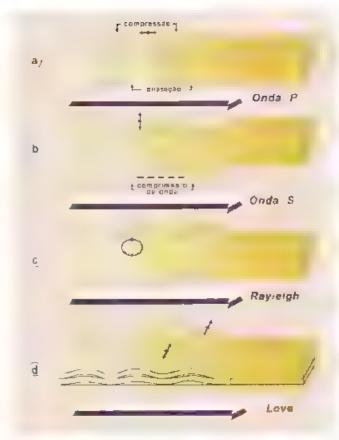


Fig. 3.4 Os dois modos principais de propagação das vibra ções sismicas sobla anta Pia , long tilista , vibruição paraleia didireção de propagação de aloi não bili, transversa i vibracao perpendicular a direção de propagação, illunto à superticia didiretra, propagam se também as londos superticiais a dia Rhy eight (c), que eluma combinação de aixada Pie Siande co lui particula osci a num movimento el prica el andas cove los la ação honzanta transversa. Nas londas de superticio se amplitudes diminuem com a profutidade. No elque ina passagem das landos sismicos, o meio se deforma elosticalmente.

a chegar e a S e a segunda dat o nome de P e S. O som que se propaga no ar também e uma onda P, da mesma torma e le as y prações em am meio liquido. As ondas S não se propagam em meios lie tidos e gasesos, apenas nos sól ces.

As we oculatees de propagação das indas Pic Si dependem essencialmente do meio por unue clas passam, como mostrado na Fig. 3.5. Em geral quanto maior a densidade de ama rocha, maior a veloc dade das ondas sismicas. En astamente esta propriedade que permite utilizar as ondas sismicas para obter informações sobre a estrutura e a composição em grandes profundidades. Por exemplo, a la sando se as vibrações provocadas por explosões in be ais contro idas em uma baria se, imentar podem is ceduzir as velicidades sismicas nas varias

comadas sedimentares da bacia e obter informações sobre eventuais estruturas geológicas importantes. Assi no método sismico é de grando importância pratica, por exemplo, na exploração de petroleo e na busca de agoa si bierránea. Em uma escala global, os registros dos terromotos em uma rede de estações sismiograficas permitein também conhecer as velocidades sismicas no interior da Terra e estudar a estrutura, a composição e a evolução atual do no seo planeto.

As vibrações P e 5 são chamadas ondas internas por se propagarem em todas as direções a partir de uma perturbação dentro de um meio. Alem das endas internas P e S, ha ama maneira especial de propagação de vibrações junto a superfície da Terressão as ondas superfícias, que pedem ser de do a tipos, Loye e Ravielgh. As ondas superfíciais Loye correspondem a superposições de endas 5 com vibrações bonzontais concentradas nas camadas mais externas da Terra. A inda superfícial Rayleigh e ama combinação de vibrações P e S contidas no plano vertical. Eigs. 3 4c e 3 4d). No sismograma da Lig. 3 6, podemos observar que ás ondas superfíciais aparecem como am trem de ondas de maior dar;

com periodos diferentes. I má característica cas ondas superí cia sié que a velocidade de propigaça i depende também do períndo da oscilação no exemple, ve se que as oscilações de maior periodo estro chegando primeiro). As ondas Love, em geral, tem velecidade de propagação maior do que as ondas Rayleigo.

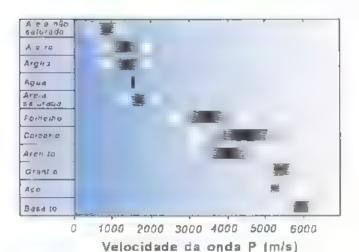


Fig. 3.5 Exemplas de intervalos de velocidades da londa Pipara a quins materiais e rochas mais comuns

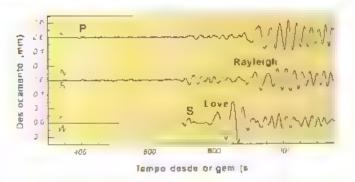


Fig. 3.6 Sismo das i has Sandwich "At ån ico Sul, em 27.09.1993 registrado numa esta "ão perto de Poiços de Caldas, MC Brasil), a 3.570 km de distância. No item de andas superdinais Royleigh (componentes Z e NS) e no trem das a idas Licomponente E W), as oscillações com periodas in aiu es che gam antes por tere in verocidades de propaga.

3.2 Estrutura Interna da Terra

Nao e possivel ter tecsso direto as partes mais protund is da Terra devido as imitações tecno agras de enfrentar as altas pressões e temperaturas. O furo de sondagem mais profundo tetto ate hoje (em Rela-Russia, aungu apenas 12 km, uma tração insignituan te comparada ao rato da Terra de 370 km. Assima a estratura interna do planeta se pode ser estis ada de mantetra indireta. A analise das emais sismicas, registradas na superficie permite deduz e varias cami teristicas das portes internas da Terra atravessar as pelas ondas. A guns aspectos basicos de propagação de ondas sismicas serão abordados agora, mostrando como as principais camadas da Terra são estudados

3.2.1 Lei de Suell e curvas tempo-distância

Como qualquer outro fen meno endulatorio por exemplo, a luz), a direção de propagação das ondes sismicas muda retrata) ao passar de um meio com velocidade V para outro com velocidade diferente V. As ondas sismicas softem refração e reflexão e também oberecem à lei de Soel (Lig. 3.7). No na interface separando dois meios diferentes, ha iambém conversão de onda P para S e de onda S para P. Por exemplo, a big. 3.7e mostra uma onda P incidente, qua energia e repartida entre P e S refletidas e P e S refratadas. A el de Sue L neste caso, se aplica e cada tipo de raio.

Quando o meio à constituid i de varias camadas horizontais, a lei de Snell det ne a variição da direção d i mo sismico, como mostrado na F₁ 3.8

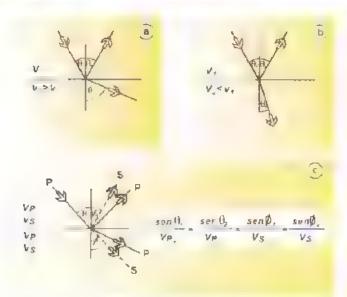


Fig. 3.7 Le de Sne que rege a reflexão e refração dos on dos. Quando a anda passa de um meio de menor velocidade para putro de maior velocidade o ralo da onda se atasta da norma a interface la. Quando a anda passa para um meio com velacidade menor eta se aproxima da norma à interface b). No caso dos andas sismicas, parte da energia da anda noide rie Pilou S) pode se transformar em andas S (ou P), sem pre apedecendo à el de Sne II c

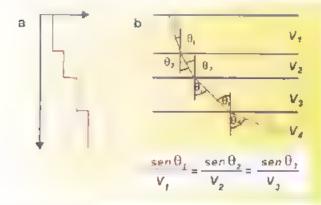


Fig. 3.8 Lei de Sitei, numa sucessão de camadas horizontais

No caso em que a velocidade aumenta gradualmente com a profundidide, equivaiente a uma sucessao de intinitas camadas extremamente finas (Fig. 3.9a), as ondas percorrem uma trajetória curva (Fig. 3.9c) e o enfico dos tempos de percurso em função da distancia sera uma curva, como na Fig. 3.9b.

Imaginemos agora que haja uma descontinu dade no interior da Terra separand i dois me os diferentes (Lig. 3 10a), sendo que o material imediatamente abai so da descontinu dade tem velocidade menor a do material icima. Quando as ondas passam do meio com velocidade menor ipinto Pina Fig. 3 10c), pela lei de Snell, a tra-

como visto na Fig. 3.7b., Isto faz o ralo sísmeo. C se atastar maito do raio sismico. B, crianco il uma into rupção na curva tempo-distancia. Fig. 3.10b., também chamada. "zona de sombra" na superficie. As one as que penetram na camada mais protunda formam um ramo mais atrasado com relação ao ramo mais raso. Fig. 3.10b. () ne cleo da Terra foi descoberto pelo sua zona de sembra, como se vera adiante.

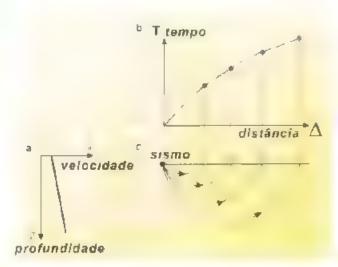


Fig. 3.9 Quando a ve ocidade aumenta l'hearmente com a prof. ndidade (a), os fempos de percurso tornium , ma cur va ,b , e as tra étor as dos ra os sismicos do archis de circunferencia ci

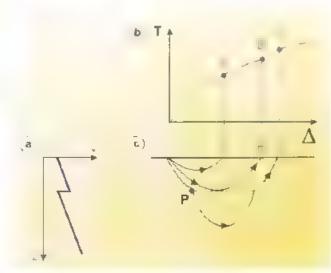


Fig. 3.10 Quando a estrutura de ve ocidades apresenta uma diminuição abrupta na ve ocidade numa certo descontinuidade a) las curvas de tempo de percurso terão uma interrupção la Alonda correspondente ao raio " la diating rio descontinuidade ci sotrerá uma refração (aproximando se da norma lá interface como na Fig. 3.7b) que a afastara bastante do raio. B' la ando uma zona de sombra na superficie.

3.2.2 As principais camadas da Terra

A analise de militares de terremotos durante muas decadits permittu construir as curvas tempo distância de todas as ondas retratadas e reflertias no interior da Terra. Pies 3.1, e.3.12, e deduzir a sua estrutura principal crosta, manto, nucleo externo e nucleo interno (l. g. 3.13), assim como as proprieda des de cada uma destas camadas principa s

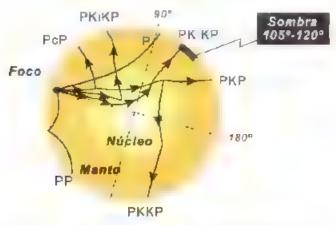


Fig. 3.11 Tra etámas de alguns — side anda ho interior da Terra. O trecho da percurso da anda Pino nuclea externo é de nominado. K. Assimi a onda PKP e a aqueta que atravessa a manta camo anda Pidapois o nuclea externo a volta pelo manta como orda Pina - mente. O percurso no nuclea interno e cha mado " " pora onda Piuerras minusculos designaim refiexões: "c" é retiexno da fucilea externo e 1" da nuclea interio.

A primeira camada su perfeta, e a **crosta**, com si pessura car ando de 25 a 50 km nos commentes e de 5 a 16 km nos oceanos. Na Fig. 3.11, a crosta não apare ce por ter uma espessura comparável á espessura da linha que representa a superfície da Terra. As veloci dides das ondas P variam entre 5,5 km/s na crosta superior e 7 km/s na crosta inferior.

A curvatura da primeira onda P (Fig. 3.12) indica que as ve ocidades de propagação abaixo da crosta aumentam até a profundiciade de 2.950km. Nesta regian, chimica de manto, as velocidades da onda P vão de 8,0 km/s, ogo abaixo da crosta, a 13,5 km/s (Fig. 3.13a Nas curvas tempo distância (Fig. 3.12), a interrupção da onda P a distancia de 1.5° e o atraso do tamo PKP entre ,20° e 180°, com relação à tendência do namo das ondas P, cracterizam ama "zona de sombra" e incidem que as indas PKP atravessaram uma região de velveira ade menor abaixo do mantir. Esta região, a protundidades maiores de 2.950km, e o núcleo da Terra (Fig. 3.13a Dentro do nacieo, existe um "caroço" central (núcleo interno), com velocidades um pouco maiores do que o

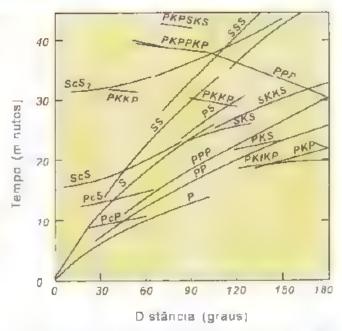
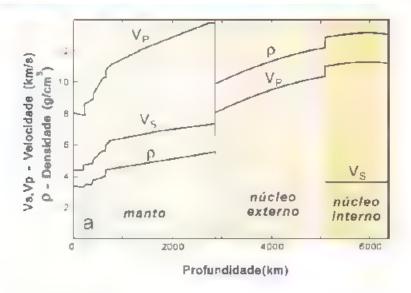


Fig. 3.12 Tempo de percurso das principais trajetórias - interior da Terra. A distância e medida pela árigulo — end no centra do Terra. SKS par exemplo é a onda 5 pe a imanta - e se transforma em Plaurante a passagem pela flucido exte no speraurso "K") e se transforma em Sinovamente ao val dir un nario.

núcleo externo. No núcle i externo, não ha propagação de ondas S, o que misera que ele deve estar em estado líquido, razão pera qual a velocidade da onda P e bem menor do que as do mant i solicio. Por outro lído, a densidade do nueleo e muito maior do que a do mismo to for otorme. Je ouz da de outras considerações geofisicas, como a massa total da Ferra e seu mimento de mercia. Estas curaticinsticas de velocidades sismicios braxas e caras dades altas incicam que o nueleo e composto predominantemente de Ferro.

3.2.3 Litosfera e crosta

A grande alterença entre as ve ocidades sismicas da crosta e do manto (Fig. 3 I3b) increa ama medan ca de composição química das rochas. A descontinuidade crosta/manto é chama, de M. ho em homenagem a Mohorovicic, que a descobrar em 910). Abaiso da crosta, estudos mais detalhados em muitas regiões mestram que há ama ligera diminuição nas velocidades sismicis do mante do receir de 100km de protundicade, especi, limente som es ocea nos. A composição química das rochas do manto varia relativamente pouco comparada com a da crosta. Esta "zona de haisa ve ocida de" abaixo dos 100km é citasada pelo fato de ama pequena fraça o das rochas estarem fandicas (fasão pareial), diminuindo bastante



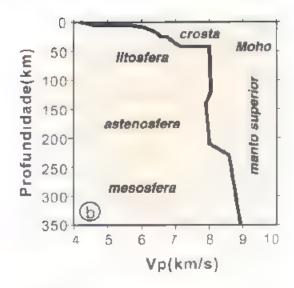


Fig. 3.13 a Pertit de velocico des sistincos 🔻 i visi e densidade (p) no interior da Terra la fixe improvie yent ide velocidade da oridin. Pina cros a el marto superior numa região continenta

, randez do miterial nesta pri fundidade. Desta ma tivo la crosta, junto com uma parte do manto acima di zona de baixa velocidide, forma ima camaca mais dira e rigica, che naci litosfera. Nesta zona de baixa velocidide, chamada astenosfera, as rochas são mais maleaveis (plasticas. l'inquanto a Moho é ama descommundade abrapta indicando mudança de com posiçio, o limite litostera, astenosfera é mais gradual a mucha mudança de propriedides físicas: aumento de tempor itura, fisac pareir le grande dinino e o da visiciosida. A verigadora "casca" da Terra, portano, e a litistera. As pareas tectônicas, e u atosfenesis, são pedaços de litostera que se movimentam sobre a stenistera.

3.3 Medindo os Terremotos

3.3.1 Intensidade Classificando os efeitos do terremoto

A Intensiciade Sistinea e uma classificação dos efeitos que as endas sistineas provocam em determinado lugar. Não e uma medida direta teita com instrumentos, más simplesmente uma maneira de deserva er os efeites em pesso, siço mo as pessoas sentaram em objetos e construções "bartabo e queta de objetos, trincas ou rachadaras em cisas, etc. e na niturea, movimento de agua, escorrega mentos, liqualtição de sol is arenes is, madanças na topo grafa, etc.). A Tabe a 3 a mostra ama deservão da Escaia Mercala Misinfielda. MM ja mais usada atua mente, untamento

tom valores aproximacos das i celerações do movimento do solo. Cada gradicia escala MM corresponde aproximadamente ao dibro di aceleração do gradianten ir Natura mente quanto mai ir a districta do epicentro, a intensicade tende a ser mentri. VI ta, 3 la mostra um exemplo de mapo de intensidides (di o mapa "imaco ssistinco", do sismo de Mog Guação SP, de 1921 senado até mais ele potem da district. Na regi o epicentral, a intensidade atogaçõe gradi VI MM, provocando racinaduras em varios casas e despectande maitas pessoas em panco. As isolinoas de intensidade (Inhas que cercam intensidade es iguits são chamados fisossistas

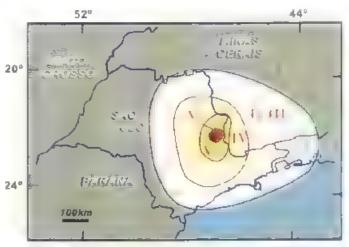


Fig. 3.14 Intensidades do sismo de 27 01 1922 com epicentro na região de Magi Guaçu, SP Os numeros sác ensidades "Mercal Modificada". As malares ir el sidades oram VI. O epicentro les tella na lest inado com base na distribución das inels dattes elem discis da estaca o sismografia do Observacióna Nacional na Rio de la leira.

Como a intensidade e apenas uma classificação, e no ama med la, e i est, su enta a meatas incertezas. As intormações de como as pessoas sentiram o tre mor e sempre subjetiva. A propria escala tem ama tareza qualitativa quando se refere, por exemo

"princas pessoas", "mentas pessoas", etc. A mitor et la ide da escila de intensalades e no estado a "bistánicos", i.e., sismos ocorridos un es da e la de estações a smograficas.

Tabela 3.1 Escala de Intensidade Mercal i Modificada (abreviado)

a:Grave	Descrição des Fleites	Aceleração (g)
1	Não sentido. Leves etertos de periodo lango de let litotos grandes e distantes	
1	Sentido par poucas pessops parados lem andares superiores ou locals tayoraveis.	< 0 003
ţ.	Sentido dentro de casa Aiguns obietos pendurados ascillam. Vibração parecida a do passagem de um caminhão leve. Duração estimada Pode não - o annecimiento como um abalo sismica	0,004 0 008
٧	Objetos suspensos oscilam. Vibroção parecida à da passagem de um caminhão pesado Baneias, louços, portas fazem barulha. Paredes e estritiras de maceira rangem	0,008 0,015
V	Sent do foro de casa, direção estimada. Pessãos acordom. Líquida em recipiente é perturbada. Objetos pequenos e instáveis são des acadas. Partas ascitami, techam abrem.	0,015 0 04
٧	Sentido por todos. Muitos se assustam e saem ás ruos. Pessoas andam sem tirmeza laneias, rouças quebrodas. Objetos viras caem da prate e ras. Rebaca fraccio- or strução de máiqua idade rachan	0,04 0,08
√II	Dificil manter-se em pé. Objetos suspensos vibram. Móve s quebram. Danos em construção de má que idade, a gumas trincas em construção horma. Quedo eboca, adnihos ou ti olos mai assentados, terhos. Ondas em pisc nas requenas escorregamentos de barrancos atenosos.	0,08 0,15
ų 1	Danos em construções normais com colapso partia. Algum dano em construções reforçados. Quedo de estuque e alguns. Cros de a venano. Quedo de chamines monumentos, torres e caixas dilágua. Ga hos quebram se das árvores. Tinnos no chao.	0,15 0.30
х	Pânico geral Construções comuns bastante dan Écadas lás vezes colapso tota Danos em construções relarçadas. Tubulação subterrántea quebrada Rachaduras visiveis no solo	030 0,60
Х	Maioria das construções destruídas até nos fundações. Danos sérios a barragens e diques. Grandes escorregamentos de terra. Agua jagada nas margens de nos e nais. Tri has levemente entortados.	0,60 1,0
Xi	Tr. Nos bastante entartadas. Tubulacões subterrâneas completamente des 10 das.	-1-2
жп	Destruição quase total. Grandes biocos de rocho deslacados, Linhas de visada e niveis a terados. Objetos atirados do ar	~ 2

3.3.2 Magnitude Medindo a "força" do terremoto

m 1935, tara comparar os tamanhos relativos dos sismos, Charles E. Richier, samillogo americant tormadoa uma escala de magnitude baseada na amplimada dos registros das estações sismos e a principio basaço da escala é que as magnitudes sejan e o e is na escala ioganitmica, de mineira que cada porto na escala ioganitmica, de mineira que cada porto na escala corresponda a um fator de 11 excenas amplitudes das vioracões. Esistem var as formadas diferentes para se calcular a magnitude Richier dependenco do tipo da onda sismica medida no sismiograma. Uma das forma as minis un izadas para circem nos registricos a grances distancias e da magnitude. Ma

$$M_c = \log A_c T$$
 + 1.66 $\log \Delta_c$ + 3.3 onde

A l'ampli ude da onda superficia. Ravieigh jam registrada entre 20 le 1/0 lue distancia.

F i periodo da onda superficia (dese estar entr.)

A distancia ep central, em graus, e o angado no centro da Terra entre o cancen ro e a estação 1º - 111km

A escala M_c so é apricada para sismos e mi protundidades menores de ~50km. Sismos mais profundos geram relativamente polícas ondas supor focus e sua magnitude ficura su assumada. Nestes as sismos, as outras formulas para a onda. P

el a a son sepequenos em noncos no prosidente se prete at teatra escuel M_e pe se aformente saure, etrados em sede 2 flede distancia (2.22 km) e as oudas superficias ten periodes menores actoris. Os Nesses coos no se um escante e magnitude regional, in periode para es e indições de aleita açio dos onesses sontes no litostera brasileira, e valida entre 200 e 1.500 km de distância.

onde V - ve ocidade de partícula da onda P, em μm/s (V - 2π A/T), e R é a distância epicentral (km).

In maneira e imo foi d, fin da, a migrati de Richter mao fem um l'inite interior nem superior. Tremi res mu to pequenos (microtremores) podem ter magniti de negativa. O um le superior depende apenas da propinatureza. Tremores pequenos, sentidos nam rais de nou es quilometros e sem causar danos, tem magnitude da ordem de 3. Sismos moderados, que podem causar as imitada o (dependendo da profundicade do foco e di upo de terreno na regia o epicentral têm magnitudes na faixa de 5 a 6. Os terremotos com grande poder de destruação tem magnitudes acima de 7. As maiores magnitudes ja registradas neste seculo obegaram a M. S. s. retremotos nos. Ilma, nas em 1930 e 1950, e no Chilom. 194

A l'abeta 3.2 mostra a relação en relimiento de Mamputude máxima do movemento do clião (A), a ser de distância, tamacho da tratiga (L), deslocamente midio na fratura (D) e energia.

E importante ressaltar que cada ponto na escala di magnitude corresponde a uma diferença da ordemide 30 vezes na energia liber ala Para se ter uma idendo que seia um terremoto de magnitude 9, imagine uma rachadara corrando toda a crosta entre Rio e Sai Pado e cada bioco se mos imentanco 10 metros, ateramente, um em relação ao outro.

Tabela 3.2 Energia relacionada à magnitude dos terremotos

Ms	A omplinde a 50 km	L (km) tomprimento do rupturo	D Deslacamento na faiha	Energia (2)	tempo p/ Italipu gerar st energia (12,000 MW)
9	1 m	400	10 m	1,6 x 10 ¹⁸	4,5 anos
7	1 cm	30	1 m	2,1 x 10 ¹⁵	2 días
5	0 1 mm	5	1 cm	2,8 x 10 ¹²	4 mm
3	0,1 mm	1	1 மிய	3,6 x 10°	0.3 s

Tabela 3.3 Alguns terremotos importantes do mundo

em (Dale	dia :	Local M	agni M _s	ludes M _w d	Mortes	Observoções
1531	01	26	Portugal Lisboa			30 000	
556	0	23	China, Shehsi			830 000	Ma or morta idade da historia
737	0.0	11	india. Calcutá			300 000	
1755	11	01	Portugal, Lisboa	8,7		70 000	Tsunam devastador, ma ar erremoto em crostr aceánica
1811	12	16	E U.A., Missouri, Nova Madrid	8,5	81		Dois ma ares terremotos intrapiaca, intensidade X MM
1812	02	07	E. J.A., Missouri, Nova Madrid	8,8	80		ntrap aca, ritensidade X MM
1868	80	16	Equador e Colômbia			70 000	
1886	09	01	USA, Carolino do Sul	7,7	7,3	60	ntrapiaca, margem Atlântica
1906	04	18	Ca ifórnia, S. Francisco	78	7,9	700	Grande incênd o, la ha de San Andreas
1908	12	28	táha. Mess na	-7		120 000	
1920	12	16	China e Tibet	8.5	83	180.000	
1922	11	11	Chile centra	8.2	8 7		
923	09	01	Japão, Kwarto	82	8,5	143 000	Grande ncênd o de Tóquió
1929	11	18	Casta do Canadá	7,1	6.5		Margem passiva da Atlântica, desizamento de ta ude confinenta destrundo cabos submannos x MM
1950	08	15	India e Tibet	8.6	B 6	1.500	Jm dos ma ores na H ma aia
1960	05	22	Sul do Chile	8.5	9,7	5 700	Ma or terremoto do século XX
1964	03	28	A.aska	8 4	9,2	131	Segundo maior terremato
1970	05	31	Peru	7,6	7,9	66 000	Grande avalant he
1975	02	04	China, Lacoring	7,2	6,9	poucos	Un co grande terremoto previsto com sucesso
1976	07	27	China, Tangsham	7,8	7,4	250 000	Nao foi possive prever
198B	12	07	Armên a, Spitak	7,0	6,7	25 000	Piacas Arábia/Eurásia
1990	06	20	Norte do râ	7.7	7.3	40.000	
1992	06	28	Ca ifóm a, Landers	7,5	7,3	1	Ruptura na superficie ima side 70km
1993	09	29	India central K lari	64	6,1	10 000	Região intrapiaca, fo ha nova gerada pelo sismo
1995	01	16	Japão, Kobe	69	6,9	5 400	100 000 préd us destruidos
1999	08	17	Turquia	7,8	7,5	15 000	Falha de Anata la do Norte

3.3.3 A nova escala de magnitude Mw

A escala de mi gnitude Richter, por definição, não tem umicade e apenas compara os terremotos entre 1. Atualmente, os sismologos usam uma nova escala de magnitude que me nor reflete os tamanhos absolutos dos terremotos, baseada nos processos fisicos que ocorrem durante a ruptura e sia magnitude e osseada no "momen o sismico" Mo.

onde µ modalo de rigi lez da rocha que se rom pel; D = desioca per o medio na falha, e S = area e ta da superficie de ruptura

$$M = \frac{2}{3} \log M = 6.1$$

Nesta nova escala, o maior ferremoto ja registra e o ocorreu em 1960 no sul do Chile com uma raptura de mais de 1,000km de comprimento dando uma magniture de 9,7 M_m.

3.4 Sismicidade Mundial

Vatividade sismica mundial, atrives das concentrações dos epicentros mostrada na Fig. 11, deamita areas da superficie terrestre como se fossem as pecas de um "quebra canega global". A distribuição dos sismos é uma das melhores evidencias dos imites destas "pecas" cha madas placas tectônicas (Cap.6). Cero de 75 o di energia liberada com terremo os ocorre ao longo das estruturas marginais do Oceano Pacífico, car etenzando o "Contarao Ciro, im Pacífico" ou "Cinturao de Fogo do Pacífico", em alasao a presença de vulcões coîncidentes com os sismos ver Cap. 17).

Padrão em Linha onde os epicentros se organizam, na escala global, ao longo de am fino traço, no fundo dos oceanos segunda o eixo das dorsais oceanicas que são cordi he ras submantias marcando o localonde placas oceánicas são craidas e se afastam umas das outras, como por exempio no Oceano. Mantico e no lindico. Este padrat se relaciona, portanto, aos anites de placas oceanica com regime de estorços tracionais. Os sismos associanos a estas estruturas são bastante rasos, com profuncidades focais de poucos qui ometros.

Padrão em Faixa — distributese dos sismos ao lon go de finxas caracteriza o Cinturio Circum Pacifico, assim el mo a attividade sismica na l'aropa e Asia. Este padrão sismico se associa a regimes compressionais, em especial a limites o invergentes de placas. Os sismos nosias facas

são principalmente risos, profundidad, foci, micrior que -50km, más podem atingir profuncidades de ate 6° m (Fig. 3.1).

No is fusas, como por exemplo na margem oeste do Oceani. Pacifico (Lig. 3.1) e na costa detoctiva de-America do Su. (Tig. 3.15), pode se notar que as protundidades dos sismos aumentam em direcale, o continente Quando observados em pertis transversais as faixas, os sismos se alin am uma zona inclinaca, ger divertic com 30° a 60° de me unção, conhec da como Zona de Bentoff (Fig. 3.15) I sta distributea i des sismos em profundidade revela uma placa ocean ca me galbana. em direção ao manto, soo outra placa. Estas taixas sis micas mais largas, incluindo sismos prof. 100s, marcimregiões da Terra de convergencia de plaças Liostencas Nestas áreas, os sismos rasos (ate ~50 km aproximada mente) são causaros par esforços compressivos. horizontais. Os grandes terremotos, com magnitimos icima de ~7, acontecem geralmente nestas zonas, exatimente po contato entre as duas placas.

Os sismos en crimo, intins o protendos ocorren preterencialmente, ao longo do Cimurao Circam Paciñeo. Entretanto, na margem ceste da America di Norte, eles não estão presentes. Neste setor, registrados apenas sis les risos, a maioria associada à Falha de San Andreas, emite entre a place norte americana e a place do Pacifico, as quais se moy mentam lateralmente. Este upo de limite entre placas e chama de transformante (Cap. 6)

Aquase totalicade ca atividade s sinica municial neorre associación os linutes das placas, del neando as o possión litando caracterizar o movimento relativo entre as poto. Trata se da sismicidade interplacas, a respecto da qual nos referimos at aqua.

3.4.1 Sismicidade intraplaca

No interior das placas, também ocorrem sismos, charnados "sismos intrapaca", em decorrencia cas terisões geradas nas bordas das placas transmittem se nor todo o seu interior. Estes sismos são rasos, com ate 30 40 sm de profuncidade. Esta "sismosidade intraplaca", relativamente pequena, com sismos de magnitudes pasas a moderadas, quando companidas à sismoidade nas pordas das placas. Entretanto, há registros de sismos a tamente destrutivos no interior das placas feormo o de Nova Maurid. Missouri, Estados e riados, Tabela 3.4 indicando que, aposar de remota, a possibil dade de ocorrênças de um grande terremoto intraplaça não e tiula.

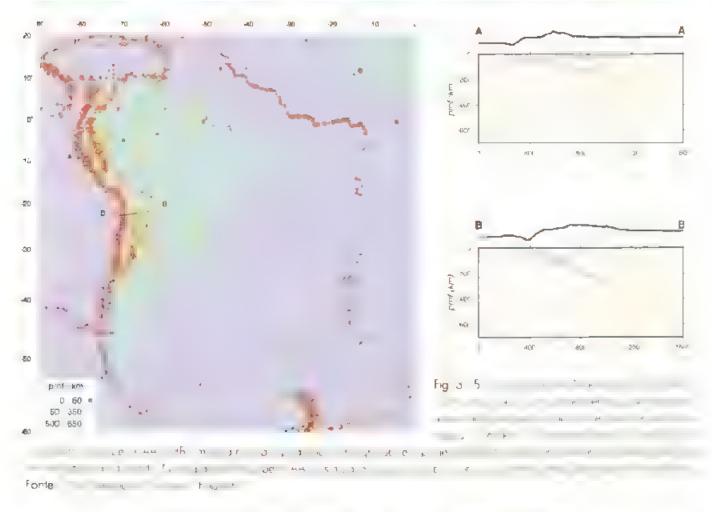


Tabela 3.4 Principo s terremotos em regiões continentais estaveis

Ane	Letitude(*)	Lengitude (*)	Magnitude M ₈	Lecalidado Feiçã	a tactānica
1811	36,5 N	89,6 W	8,5	Nova Madrd, MO E J A	R
812	36,5 N	89,6 W	8,8	Naya Maarid, MO E J A.	#
1819	23,6 №	69 6 E	8,0	Kutch, India	FC
886	32,9 N	80,0 ₩	7,7	Charleston, SC, E J A	5,34
1909	39,0 №	8,8 W	6,6	Costa de Portuga	MP
918	23,5 №	117,0 E	7,3	Nanai, costo 5E do China	MP/FP
929	44,7 N	56,0 W	7,1	Costa este do Canadá	MP/R?
2	28,5 \$	32,8 N	6,8	Africa or L	
933	73.2 N	70,0 ₩	7,3	Baía de Bothin, Canadá	Wb
+35	31,5 N	15 3 5	7,0	Golfo de Sidra Líbia, Africa	MP R
Ohn	1 6 5	370 E	6,8	Meckenng, Austrália	FP2
ep.c	19.9 5	3 = 0 E	6.8	Tenant Creek, Austral a	FF

MP - margem passiva; FP - fo ha pré existente, R = rlft, FC = fo ha Cenozóica, E - crosta extendida (geralmente re acionada à formação de margem passiva)

Os matores sismas em regiões continentais esta veis (intraplaça) ocorrem preferencialmente em áreas nde a crosta continental tor tracionada e extendida por processos geológicos relativamente recenta Mesozoico ou Cen izoico), como por exempio nas plataformas continentais ou em n//s intra continentais abortados (Cap 6), como em Nova Madrid nos Estados Unidos.

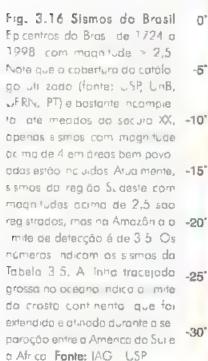
3.4.2 Sismicidade do Brasil

Ocupando grande parte da estave. Plataforma Sal amendana, o Brusil era con iderado, até pouco tem po, como assismico, por não se el núcera a ocurrência de sismos destrativos. Estudos sismologicos desde a decada e e 1970 mostraram que a atividade sismica no Brasil, pesar de haixa, não pode ser negi generada. Fig. 3.16 e. Tabe (13.5). Para sismos no Brasil usa se preferencial mente a magnitude m. e. leulada com a onda P. de es ações distantes. Esta escada e equivalente a esca a regional mae aproximadamente, god à escala M.

A grande quantidade de epicentros nas regiões Sudeste a Norceste (Fig. 3.16) reflete, em parte, o processo historico de ocupação e distribuição populacional pelo fate de muitos eventos terem sido estadados a partir de dicumentos antigos. Mesmo assim, sismos de destaque tem sido registrados nestas regiões, como por exemplo o sismo de Mogi Guaça, de 1922, com magni ade a, Im (Fig. 3.14). Um dos mais importantes sismos do Nordeste to, sentido em praticamente toda a região em 1980, com magnitude 5,2 m, e intensidade maxima VII MM, provo cando o desabamento parcial de algumas casas modestas na região de Pacajais, C.F. (Tabela 3.5). O maior sismo conhecido do Brasil ocorrea em 1955, com magnitude R e ster 6,2 m, e epicentro localizado 370 km ao norta da Catalia, MT. As informações contidas na Fig. 3,16 retratam o minimo da sismacalade real.

3.4.3 Sismos intraplaca e estruturas geológicas

Pequenos sismos intraplada podem ocorrer em qualquer local. Intretanto, algumas areas são bem mais sitivas do que outras, como é o caso dos fistados do Caara, do Rio Grande do Norte e da parte norte de Mato Grosso. Nem sempre é fácil compreender as causas desta variação na sismicida de intraplada em termos de estruturas ou forças geológicas. Anda sa insuficientes os estudos geológicos e sismológicos ne cusparios para explicar o padrão observado da sismicidade. A baixa frequencia de scorrença dos sismos não permite uma relação estatistica segura, a não ser em alguns poucos casos estudades em maior detalhe.



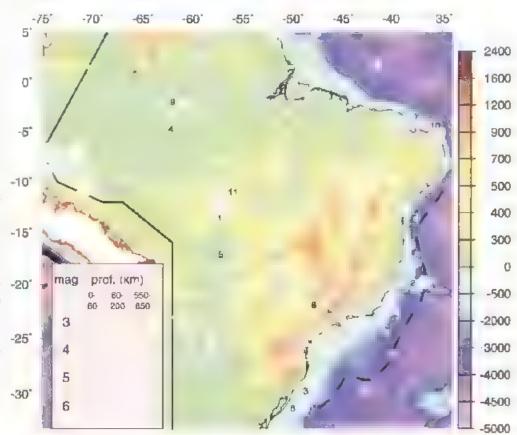


Tabela 3.5	Sismos	mais	importantes	do	Brosil.
------------	--------	------	-------------	----	---------

N ^o	Ann .	Lalijude (°5)	Longitude (*W)	Magnitude (mb)	Intensidade más. (MM)	Localidade
I	1955	12,42	57,30	6,2		Porto dos Gauchos, MT Em Culabó, 370 km so sul, pessoas foram acordadas
2	955	19,84	36,75	6,1		Epicentro no mar, a 300km de Vitória, ES
3	1939	29 00	48,00	5,5	> VI	Tubarão, SC, platafórma continenta
4	1983	3,59	62,17	5,5	VΙ	Cadajás, AM, bacia Amazônica
F _j	1964	18,06	56,69	5,4		NW de MS, bacia do Pantanal
6	1990	31 19	48 92	5,2		No mar, a 200km de Porto Alegre, RS
1	1980	4,30	38,40	5,2	VI	Paca us, CE
В	1922	22,17	47,04	5,1	VI	Magi-Guaçu, SP, sentrala em SP, MG e Ru
9	1963	2 30	61 01	5,1		Manaus AM
10-	1986	5,53	35,75	5,1	Vi	⊋oáo Câmaro , RN
11	1998	11,62	56,78	5,0	√	Parta des Gauchos, MT

A zona sistuca de Nova Madrid (Tabela 3.4), no cenro es est. A nerro e Norte e son i ese pelos nar festerremotos intraplaca de 1811 e 1812, caracteriza-se pelareativação de um sistema de falhas geológicas antigas.
I seas falhas foram criadas no Mesozóico, por forças
trea e es num processo de extensão crustal que formou
um graben (Cap. 6). A sismicidade que se registra hoje
ocorre nas mes nas estruturas antigas, mas em resposta
y torças compress vas que aruam hoje na placa nortemeneran.

A atividade sismica, ocorrida de 1986 a 1990 em oai. Câmara, RN, foi estudada em deta he com uma ten, de estações sismográficas, permitindo identificar uma zona de falha de aproximadamente 40 km de comprimento, orientada N40 L com mergulho de 60 mara NW (Fig. 3 mara Apesar da grande extensão da zona sismica, ainda não foi possível associá la com o ras feições geológicas de superficie. Isto mostra ela minente a grande o ficuldade de se estudar a correlação entre sismicidade intraplaça e outras feições con esta Sabe se, potent, que os sismos do Nordeste ocorrem

A faixa sism ca SW NE nos Estados de Goiás e Tocantos (E. 5.6) tem um paralelismo marcante com e La esimente Transbrasidado (Etc. 5.6) e marcante com coincida exatamente com ele. Esposso el que os sismos ocorram devidera de las fatores: e mecotração de tem sões e existência de uma a ma de fraqueza, am sos talvez re acionados às estruturas que deram origem ao antigo incamento.

Do mesmo modo, a concen ração de epicentros na plataforma continenta da região Sudeste e em regiões proximas a costa (Fig. 3-16) pode indicat estes sismos esteram relacionados as estruturas da marriem continenta geradas, ou reatividas, em consequência da fragmentação da crosta continental durante a formação do oceano Atlânic

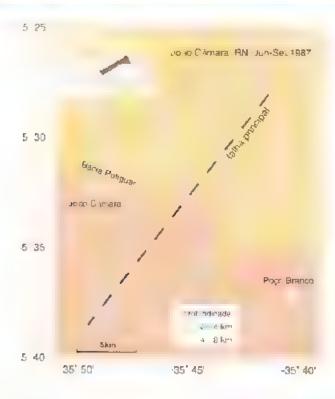


Fig. 3.17. Sis hos de Japo Câma a, RN. Os hipocentros definem uma ta ha principa imergu hando para N.W.

3.4.4 Sismos e barragens

A interterência do ho nem na Natureza pode provocar sismos, atraves de explosoes nucleares, de inleção de agua e gas se hipressão no subsolo, de el mielide fluides co subsolo, do alivio de simaliem no nas a ecuibemo e do enel imento de reservacionos artificials ligudos a barragens hidroclements.

Com exceção das barragens, os sismos incuados pelo restante d is casos têm sido miato pequenos e de tiento estritamente local, não havendo registros de canos considerave s. Entretanto, os sismos induzi dos por reservatorios, apesar de normalmente pequenos, podem alcançar magnitudes moderadas. O maior ocorrea em 176 o no reservatorio de Kovna, India, com magnitude 6,3, tendo provoca do 710 mortes e serios danos a estratura da puragem

Com o enclimento do Lago Meid do reservatone Hower, I stade s Unidos, um meacos da década de 1930, c. principalmente, nos anos 60, com a ocor rener, de sismi is induzidos pelos reservatorios de His ntengsiang, Katiba, Kremasta e Kovna Tabela 3.6, econ recea se que o ene i mento de reservatorios pode cues ir terreniotos e dinos consideráve s

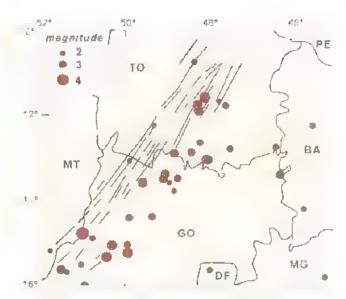


Fig. 3.18 Faixa sismica Galas Tocantins. Notor o parale ismo entre a direção gero dos epicentros e a prientição do inealmento. Transbrasi lana les rellura tarmada no fina do Pré Cambriano e info a do Puleozo co (1570 Mai Os epicentros, no entorio, nao coincidem diretamente com as neamentos indicatido uma relação indireta entre a sismicidade e a estrujora que originou os ineamentos.

Normando todo, a ocorreram dez sismos radazidos por reservaronos com magnituda superior e 5, vanos de les em regiões intraplaco de la xa sismicida. A molor parte dos eventos induzidos rêm integritude entre 3 e 5.

Em reservatorios maiores, ha maior pronabilidade de ocorrencia de sismos induzidos. Deve se ressa tar, entre tanto, que a maioria dos reservatorios irtificiaismi o provoca sismicaciade algunia, mesmo nas regiões mus sismicas de mando. A grande dificuldade que se entrenta é na se poder determinar se as tensoles numa regiamesta in maiorialitas, proximas do ponto de ruptura, ou não. Por essembraço, todas as grandes parragens aperam estações ismográficas para detectar aguma possivel atividade sismica que venha a ser induzida pero reservatorio.

Tabela 3.6 Principais sismos induz dos por reservatorios no mundo

Barragem, país	Altura (m) 📁	Ano	Magnitude (M.)	Sismicidade regional
Koyna, India	103	1967	٨	bs κα
Korina Zámbia	128	1963	5 P	CXIOD
Ке въ Състи	160	1966	٦٠,	a to
Xintengklong, China	105	1962	*	mêd a
Orovia FLA	236	1975		alfa
Marathan, Grécia	67	1938	7	a ta
Aswan Eg to	111	1981	9 F	ba xo

As primeiras et reves sobre sismos induzidas no Br. Libela 3.7, recierm se a Usina Hiere etnea de Capitar Cachoema, a NL de Cantaba, PR. A atividade sismata priacipal ocorrea em 1971, e 1972, na tase unal da forma cao do lago, e se prolongou are 1979, decrescendo lentamente com algans pulsos de realização (Lig.)

O reservatorio de Açu, RN, apresentos, atividade se expidad de pero menos desde 1987, diame e mente e simplemento. En la companya de la companya del companya de la companya de la companya del companya de la companya del companya de la companya de la companya de la companya de la companya del companya de la companya del companya de la companya de la companya de la companya de la



Fig. 3.19 Dis ribi, ção mensal da atividade sismica induziable ni el do eservator

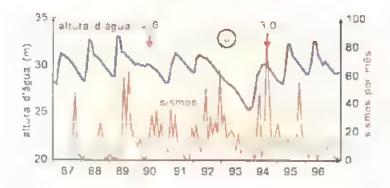


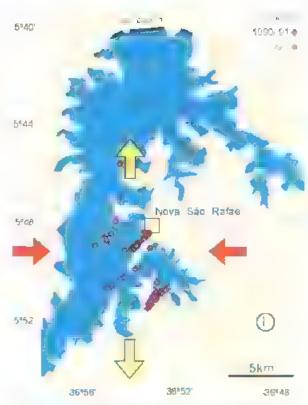
Fig. 3.20 Sismic dade induzida no açude de Açu, RN. a) Nivel d'agira incidade. De 1987 a 1989, o aumento da nivel d'agua la segundo aproximada nente 3 meses depois por um al mento na atividade sismical. De 1990 a 1993 la regime pluy ométrico variou e a correia ção não é ciara. Depois de 1994, ha nava correiação entre nivel d'agua e sismicidade. (b. Epicentros em três épocas diferentes. A área mais ativa var a com a tempo. Os sismos de Açu provave mente acorrem par real vação de pequenas faihas antigas la provave mente acorrem par real vação de pequenas faihas antigas la provave mente acorrem par real vação de pequenas faihas antigas la provave mente acorrem par real vação de pequenas faihas antigas la provave mente acorrem par real vação de pequenas faihas antigas la provave mente acorrem par real vação de pequenas faihas antigas la provave mente acorrem par real vação de pequenas faihas antigas la provave mente acorrem par real vação de pequenas faihas antigas la provave mente acorrem par real vação de pequenas faihas antigas la provave mente acorrem par real vação de pequenas faihas antigas la provave mente acorrem par real vação de pequenas faihas antigas la provave mente acorrem par real vação de pequenas faihas antigas acorremantes para parte por la provave mente acorrem par real vação de pequenas faihas antigas acorremantes parte por la provave mente acorrem para como parte por la provave mente acorrem para como parte para como parte para la provave mente acorrem para como parte para como parte para como parte para como parte para como para com

3.4.5 É possível prever terremotos?

Quando vas ocorrer o preximo grande terrem i lasta pergunta frequente ainda não tem resposta. A previsão de terremotos tem sido um dos maiores de safos para os geocientistas. Apesar de intensas pesquisas por varias accadas, ainda não toi possivel de envelver um metou o prático e seguro para se tazer previsões de terremotos.

As varias crapas curante a geração de um sismocumalo lento de tensões na crosta, detormação das roccas e taptura ao atragir o linute de resistência, são relativamente bem conhecidas, Assim, haveria duas maneiras de se prever terremotos, medidas diretas e is tensous crustais e observações de alguns fenomenos que noticam a animência de ama ruptura na crosta-Embori se a possivel medir as tensoes mustas, na enormes pro temas praticos a superar: seria necessario medit as to isocs em profundiclades de dezenas de qui lometros, em areas muito extensas e com uma precisão anda não disponíve, na pracea. Além disso, seria ne cessimo connecer det ilhadamente as caracteris, cas de resistencia ao trataramento dos varios tipos de rocha que compoem a crosta numa certa região. Na pratica, i custo e a quantidade de medidas necessarias fornam inviavel essa abiirdagem

Quando uma rocha está prestes a se romper, ha uma pequera macança em algumas de suas proprie-



dades, tais como diminuição has velocidades de propagas and as ond is Pie S, queda na resistividade eletre. mudanças no número de microtremores, entre out: s Na decada de 1970, toram estudad is vari is casos . . sismos antecedidos por rais mudanças, levando mui tos sismo logos a acreditar e de a previsão de terremotos seria finalmente possivel. A guns sismos pequenos, durante estudos detalhados de microtremores, paceram ser antecipados, e um grande terremoto na China em 1975, foi previsto com sucesso, salvando milhares de vidas (ver Tabe / 33). No entanto, a form mas frou se muito mais complexa do que se imaginava, e nem sempre os terremotos são anticicidados por tenomenos fáceis de detectar. Outro fator complicante e que o comportamento das rochas varia muito dependendo do regime de tensoes, profundidado temperatura e composição mineralogica, Assim, mes mo que a previsão fosse possive, na pratica, -s metodos usados na California, por exempio, pedenam não ser uteis no Peru

Quando as tensões atingem o ponto critico de resistencia cas rochas na cresta, uma fratu se men 1 ma quantidade enorme de detalhes geologicos determina a localização exata do ponto critico (micio do sismo e o tamanha final da fratura e, portento, magnitude do sismo). Maitos sismo ogos acredi im, por razoes lísicas, que a previsa da terremotos e al trinsecamente impossivel.

Tabela 3.7 Princ'pais sismos induzidos no Brasil

Barrogem	Altura (m)	Ano	Magnitude (m _p)	Intensidade (MM)
Nova Pante, MG	140	1998	4,0	_ V
Ca uru, MG	22	1972	3,7	٧
Capivara, PR/SP	60	1979	3,7	V
Tucurul, PA	100	1998	3,6	*
Bolbina, AM	35	1990	3,4	-
M rando, MG	85	2000	3,3	٧
Para buha SP	98	1977	3,0	IV
Igarotá, SP	53	1985	3,0	IV
Cap vari Cachaeira, PR	60	1971	3,0	V
Açu, RN	31	1994	3,0	1

3.4.6 Convivendo com o risco

Como não e possível prever terremotos, e mesno que fosse, não se poderia evitá los) o mohor é st weven r. I'm regiões s'smicas, com maitas talhas 300ogicas ativas, a melhor estratégia tem sido identificar n e maior ativ dade sismica e mapcar as areas com ma or probabilicade de que o chao tenha licis ctorações (m. pas de "risco" sismico). Eig. 3-21. Esto e etto compinando se as probabil dades de ocorrênciis de terremotos tortes, para varios níve s de magnitude, com as vibrações esperadas para capagnitude. No caso do Bras - ocorrem a cada a s em media, cerca de 20 sismos com magnitudes m 🧸 res de 3, dois s smos com magnitudes majores de 4; 0,2 sismos maiores de 5-1,e., am a cada 5 anos), 0,-2 sismos minores que 6, etc. A observação de que o numero de sismas diminu, aproximadamente 10 yees para cada incremento de uma unidade de maga tade è anta lei empirica válida em qualquer região do mundo e foi descoberta sor Richter. Pode issim, extrapolar que sismos e in intenitudes acima de l' deverrain ocorrer no Brasil ama vez a cada bot Em regiões de alta anvidade sismica, como o (in le por exempto, terrem, tos com magnitude acim) de 7 ocorrem, em media, uma vez a cada 3 anos.

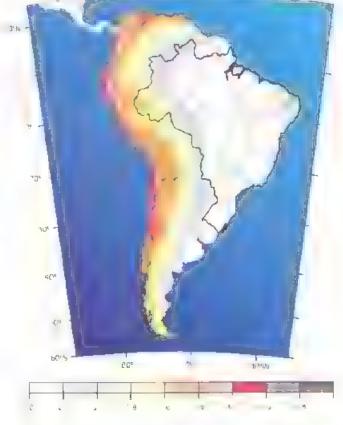


Fig. 3.21 % High and a substitution of the sub

3.1 Tsunamis

no 22 de maio de 1960 pescanores na alta de Chiloé, sul do Chile ao sentirem as fortes vibrações de um dos maiores terremotos já registrados, correram para o mar em suas embarcações tentando se proteger. 10 a 15 minutos após o terremoto, o mar tecua dezenas de metros e volta ligo em segunda numa onda gigantesca destruindo todos os barcos. Apenas na ilha de Chiloe 2.0 mortes foram contabilizadas. Ate no 1 avat, a 10 000 sen de distancia, os efenos destas ondas causaram mais de 60 mortes e milhões du dolares em destruição.



Ondas agantescas e destrutivas até 10 ou 20 metros de alcar, pocem to place escribilità de control de la control d

Is nemes e mui recuertes. Parter escare nodon none, de al 181, eras aszonas de sontre o circinotos no Alasco, por exemplo, podem gerar tsunamas que causam destruição no Hava, várias horas mais tarde, a milhares de quilômetros de distancia.

and impaired in assembled districted by the most of th

Font, s: Gonzalez, 1999. Tsunarrul Scientific American, maio de 1999 pp. 44-55.

Uem base has frequencias de sismos, pode se consruir mapas de risco sismico, ou mais precisamente "pengo sism col, como na Lig. 3.21. Ai se construir m preda no Catle, por exemplo, que deve durar 50 en 18, e se quiscrmos ter uma garantia de 90° de acerto. o predio deve ser projetado para resisar a acelerações do chao de ate 50% da aceleração da gravidade. No Brasil, com poucas exceções, os niveis esperaços de virragae do chao são menores de 2 - de g em rocaa. Mapas mais deta hacos de perigo sismico podem ser tettos considerando es diferentes tipos de solo e sabstrato nichoso de ema etdade, esemando quas parros sofrenun ma, res obricoes do chao. Em países sismicos, leis que regulant o tipo de construção perm tido em cada arca (obriganco construcões mais resistentes em locas ma s perigosos) la mine em os riscos de perdas materiais e haman is em caso de terremotos

Leituras recomendadas

ASSI MPÇÃO, M. Terremotos no Brasil, Ciência Hore. Rão de Janeiro: SBPC, 1983. vol. 1 (6,

BOLT, B.A. Earthquakes, 4th edition. New York WHI recman & Co., 1999

GONZÁLEZ, F. I. "Tsanamil" in. Stænlefic Imerican Nova York: Scientific American Publishing, 1999 vol. 280, nº 5.

JOHNSTON, A.C. KANTER, L.R. "Earthquakes in stable continental crust" in: Saentific American Nova York: Scientific American Publishing, 1990, vol. 262.

INVESTIGANDO O INTERIOR DA TERRA

Marcia Ernesto

Leila Soares Marques

estudo das propriedades físicas fundamentais do interior da Terra corresponde ao ramo Jas Georiencias denominado Geofísica, Muitas informações sobre o comportamento dinámico do interior do nosso planeta resultam do estudo de suas propriedades físicas tais como a gravidade e o magnetismo. Através do estudo globa, do campo da gravidade, obtêm se informação acerca das dimensoes, forma e massa da Terra, bem como do modo como a massa se distribui no interior do planeta. Em escala local, a analise das variações de gravidade é o fundamento da prospecção graviménica. O uso criterioso desta ultura, combatado com intormações geológicas, permite localizar, identificar e avaliar o potene il economico de jazidas de minerios diversos, carvão, petroseo, sal, instena prima para industria cera mica e de construç », etc

O campo magnetico terrestre origina se no nucleo terrestre e a observação na superfície da Terra da torma e viti ções desse campo magnetico permite estudar a di antica dessa regiao da Terra. As rochas da superfície terrestre, ao se tormarem, registram as informações do campo geomagnetico da epoca, e a recuperação dessas informações permite desvendar a historia do magnetismo terres re no plessado geologico. Alem daso, atravédas propriedades magneticas das rochas, e possíve localizar azidas minerais e traçar os movimentos protéritos dos blocos litostericos durante a evolução da Terra.

O objetivo deste cape allo e fornecer os concentos tan dimentais sobre a gravidade e o campo magnetico e s res e custina de que forma estas características físi as trazem informações sobre a propria extrutura interna de planeta.

4.1 O que é a Gravidade?

amo na os estados empíricos sobre o movimento de queda livre tenham sido iniciados e publica, os por Gaaleu no final do seculo XVI, a formalação da teona da gravitação universa, so ocorreu praucamente um século depois, quando Newton publicou os seus estados no ano de 1687. Nessa epoca, o connecimento de que a Terra possar forma aproximadamente esfênça já estava totalmente difundido, visto que em 1522 Magalhães ha via concluido a primeira viagem de circunavegação.

A gravitacito e uma prepriedade funciam, oral di materia, manifestando se em qualquer escala de grande za, desde a atómica até a cosmica. Os fenómenos enautacionais são desentos pe a lei de Newton, na qua duas massas esferioss m, e m., com densidades anifor mes nos seus interiores, atraem se na razão direta do produto de soas massas e na razão inversa do quadrido da distância entre os seus centros, conforme desento pela ecuação 4.1

$$I = G \frac{m \cdot m_{\tau}}{r} \tag{41}$$

na qual mile mi, são as massas das esferas, rilia a distancia entre clas, tile a força de atração que age sobre llada uma das esferas e Glé a constante da gravitação universa, live tabela de por lades no linal do avir i

De acordo com a lei de Newton lecuação 4.1 , se a extera com massa milestivar fixa e a extera com massa milestra romantar se, ela trá se destocar em direçada primeira, devido a força l'i Neste caso, sua aceleração a sera gual a F/m, ou, substitutido se na equação 4.

$$\frac{1}{n} = \frac{G_{im}}{t}$$
 (4.2)

Portanto, a accleração a depende apenas da distancia entre as duas esferas e da massa m_i, que cria am campo de ace cração gravitacional ao seu redor, o quia e igual em todas as direções, ou seja, e isotrópico. Estas caracte risticas fazem com que um corpo, mesm possumacimis mixir, elevada, produza am campo menos intenso do que am outro, com massa muito menor, mas situado mais proximo. Como exemplo, podenios cierra queda de meteoritos sobre a superficie terrestre. Embora sendo atrados pelo Sol, muitos deles acabam caindo na Terra, de massa muito menor, a sarem em orbito próxima

Alem disso, como o campo gravilidoral l'isotropico, as forças de atração tendem a aglutinar massa em corpos esfencos. Esta característica explicirilidoran aproximadamente esférica do Sol e dos planetas que compõem o Sistem. Solar, os quais foram formados a partir de uma nuvem de gas e poetra interestelares, nã 4,6 bilhoes do anos, durante o processo de acresção (Cap. 1).

Como a Terra executa um movimento de rotação ao redor de si mesma com um periodo de 24 horas, qualquer ponto do seu intenor ou de sua superficie sotre o efecto da aceleració centrítuga dada pel supressão.

na qual m $-2\pi/T$ é a velocidade angular de rotação. T é o penodo de rotação e r é a distancia ao erso de rotação. Gomo a accleração centrifuga é dirigida perpendicularmente ao etxo de rotação, os unicos locais onde na a ha ace eração centrifuga (a, = 0) são aqueles situados sobre o uixo de rotação, ou seja nos pólos. Todos os outros pontos da Terra sofrem uma aceleração centrifuga cuja intensidade é diretamente proporcional a distância do eixo de rotação, atingindo valores máx nos la linha do I quador, como político observado na lag. 4.1

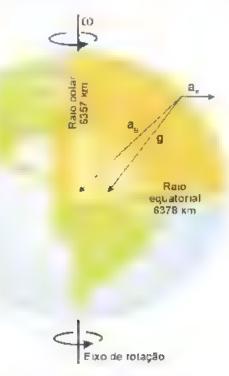


Fig. 4 1 A aceleração da gravidade varia de parto para ponto sobre a superficie terrestre. A Terre é achatada nos pálas e execura may mento de otação portanto a aceleração da gravidade. Limidado la cali resulta da soma vetoria das acelerações gravitacional a leida centrifuga di Aldireção da a leração da gravidade a máo é radia le sua intensidade atinge vá aces máx mas nos pólos e minimos na região equatoria.

A soma veroria da aceleração gravitacional e da coloração contrituga e denom nada ace eração da gravitade (Lig. 4.1), au simplesmente gravidade.

1 (4.4)

Fanto a direção como a intensidade de givariam conforme a posição sobre a superficie terrestre. Empora o componente gravitaci mal a possua intensidade apriximadamente constante, sua direção é variáve sendo praticamente radial e apontando para o centro da Terra. Ja o componente centrifugo a tem direção sempre perpendicular ao cixo de rotação terrestre, mas sua intensidade varia em função da latitude. Desta forma, a intensidade de gie maxima nos polos e igual ao

componente a, diminuindo gradualmente em dire ção ao Equador, onde atinge o valor mínimo. Como pode ser observado na Fig. 4-1, a direção de go coincide com aquela do componente gravitacional nos potos e no Equador, sendo que nas demais latitu des ela não é radia.

4.2 Medindo a Gravidade

Através da medida do campo da gravidade da Terra foram obtidas importantes intermações sobre o seu interações de terral determinando se também diversas de suas características, como sua forma e interações com outros corpos do Sistema So ar

Como vimos anteriormente, o campo da grividade associa a cada ponto da superfície terrestre um veror de aceteração da gravidade g. Esse victor caracteriza-se por sua intensidade, denominada gravidade, e por sua direção, denominada vertical. A gravidade é medida por metode gravimetros, enquanto a vertical é obtida por metodos astronômicos. Em gravimetria, em homenagem a Galileu, utiliza se como anidade de aceleração o Gali vertibela de unidades no final do avro

Dois tipos de gravimetros podem ser utilizados em medidas da gravidade. Os gravimetros absolutos il 4.2 medem daretamente a intensidade da acta ração da gravidade em um dado ponto, sendo os do tipo queda.

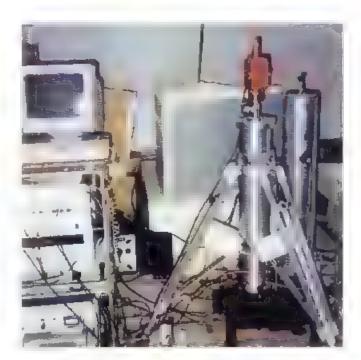


Fig. 4.2 Experimento real zado em Vaunhos "5º para a med da da gravidade ul "rando um grav metro obsoluto

l vre que se paseiam na medida do tempo de percurso de um corpo em queda livre os mais unidados atual mente. Como são de deficil transporte, ficam instalados em laboratorios. Por outro lado, os gravimetros diferen ciais sa chasicamente palaboras de molo que determinam com precisão o peso de uma massa de valor constante, cuja variação e causada por eferenças no valor de gil ste tipo de gravimetro mede a diferença de gravidade entre dois pontos distritos, e nos lasos em que o valo em um dos pontos e conaccido, pode se determinar a gravidade no outro.

I milevantamentos gravimetricos de detalhe e necossar o ned r pequenas variações da gravidade, cies das por estreturas ou corpos localizados na suosuperfic e, requerendo uma sensibilidade instrumental da ordem de 0,01 mGal. Para essa finalicade são geralmente utilizados gravimetros diferenciais, que possuem ma or sens bilicade do que os absolutos. Nesses grav metros e pi ssivel medir, por exemplo, y mações do valor de giguando o instrumento e culo cado sobre uma mesa ou sobre o assoalho de ammesmo local. Entretanto, como softem deriva, isto e, diferenças tempos is has medidas devido a mudanças. nas propriedades e asticas de seus componentes, esses graviment s devem ser afer dos em locais cu'a gravidade e conhecida, antes de se iniciar a aquisição de um novo con unto de medidas. Como isso nem sempre e possível, costuma se ao final de cada dia de traba ho reternar ao ponto da primeira medida e efeniar nova altura. De sa forma, determina se a denva do instrumento durante o periodo, para postenores correções.

4.3 A Forma da Terra

Como a intensidade de gle maior nos polos do que no Equador, a Terra não possui forma totalmen te esfer ca, sendo que o seu rão equatorial (6.3% km) e ligeramiente maior do que o rão polar (6.3% km). Portanto, a Terra possui a forma de um **esferóide achatado** nos polos e isto explica, por exemplo, por que um objeto é levemente mais pesado nos polos do que no Equador. O grau de deformação do esferoide e medido pelo seu achatamento, definido como sen do a diferença relativa entre os raios equatorial e polar do esteroide conforme a expressão.

na qual a e o raio equatorial, c e o raio polar e f e o achatamento

Como a diferencia entre os raios equatir al apidar é relativamente pequena. 21 km, em el impuração com as dimensões da Terra, seu achatame ir re muito pequeno, sendo de 1/298,247, quando cui ido precisamente Portanto, em primeira aproximição, podemos considerar que a Terra e esterica.

A atração gravitacional mantem a Torigos ou trisplanetas do Sistema Solar e o proprio Sol coc Entretanto, contrariamente ao que ocorre na forte nem todos os planetas possuem acharimente ta epequeno. Por exemplo. Jupiter apresenta um achatament i polar (1-15) be it mats acentando. Mesmo assim lesseachatamento e pouco perceptive con fotografia Para se ter ama idea, para i ni mio equatorial de 10 cm, o rai i polar seria de 9,3 cm. l'apiter efetua um rapid movimento de rotação período de cerea de 16 ho ras, e possui também e evadas dimensões (raio equatorial de 71 600 km, implicando grandes distancias de pontos localizados em sua superticie cin relação. ao esco de rotação. Estes do sifatores fillom e migraa aceleração centrituga no bojo equatorial de Jupiter seja musto major do que a equivalente na superfície terres re, provocando assim um ma or achatamento.

O acitat mento terrestre ferriceca intermacoes fendamenta sipara o conhecimento de intermir de nosso planeta. Com a siposição de que a Terra possu dens dade constante e e e instituida por am fluoro em perfeito equilibrio nidroscatico, Newt in ede abie a trachatamento de 1.230. Com os connecimentos at a sisobre a velocidade de retação da Terra e de suas dimensoes, o achatamento polar terreo é de 1,299.5, bastante prosimo do valor aceito hoje, obtio i por meio da observação precisa das órbitas de satelites artificiais.

Esse resultido indica que grande parte do interior da Terra comporta se como um fluido. A principio, isto parece contraditorio, tendo em vista is resultidos obtidos pela bismología, que indicam que a crosta, manto terrestre e nucleo interno são solucis. A expudação para esse fato é que as reje as comanto terrestre comportam-se como um solucio clasue i em com sintervados de tempo (segundos), durante a passaçen das ondas sismicas por exemplo, e como um fluido viscoso na escala do tempo geológico (milhões de electros de anos, nouve tempo sufficiente para ocorrer deformação plastica das rochas que compoem o man to terrestre, originando assim, seu achatamento devido au moy mento de refaça).

4.4 Interpretando Anomalias Gravimétricas

Na superificie terrestre, o valor medio da gravidade é de aproximadamente 3,80 m/s² ou 98. Cm. Devide ao moy mento de retação e ao achitamiento na região polar, o com as gravidade diminui cerca de 5,3 Gal dos polos ao Equador, o que representa uma variação em torno de 0,5%. Alem disso, a atração exercida pela Lua e pelo Sol, bem como as diferenças de altitude entre os pontos de medida causam alteração no valor da gravidade. Com etodas essas valições se superpõem, torna se necessario quantificar as e elimina las ao máximo para, então, estudar aquelas variações causadas por diferenças na composição e estructira da en sia ua do manto superpor da Terra.

A m, for y mação no valor de g e a lantudinal, causa de pela rotação e acharamento terrestres. O yazor teorico da gravidade y ao nive do mar e desento pela Formula Internacional da Gravidade, estabelecida em 1980 como: + φ = 975, β 8.1 + (1,0530)24semφ φυσπ 58/sem/φ Gal (4.6).

 m_0 qual ϕ e a latitude sobre um ponto do elipsoide de referencia, cuja superfic e c a que me nor se ajusta a formo da corra

As variações da gras idade devido à ação da Lua e do So efectos de mitre são descritas por meio de tabelas publicadas periodicamente. As variações causadas por o ferenças de altitude, devido à topografía do terreno, também por em ser eliminadas atraves de duas correções, denominadas correção ar-livre e correção Bouguer e sta mima deve seu nome a uma homenagem a Pierre Bouguer por suas estudos, no seculo XVIII, sobre a força de atração gray ficional exercida pera Terra

Veotreca i de ar livre — iplicacia para estiminar o efsitiviti — no pela diferença de altitude entre o ponto de observa ao e o tivel do mar (Equação 4.6, no valor da gravidade Esta correçio e dada por 14.3086 x h méral, once h e a dituada em metros, e deve ser somaca ao valor medido, já que a gravidade diminui com a altitude

Como existem massas rochosas entre o ponto de medida e o nivel do mar, em arcas continentais, aplica se i co reção Be uguer para climinar o efeito gravitaciona dessa porção crustal, sendo conveniente conhecer a sua densidade com a melhor exatidad possivel. A correção de Bouguer e dada por 10,0419 sip mGal por metro de tlutude, em que o e a densidade em g/cm². Quando esse parametro e desconhecido, utiliza se 1,6° g/cm²,

que corresponde à media da crosta continental. A ci rre cào Bouguer é aplicada consuntamente com a de alutude (ar livre), restando apenas o efeito devido a atração dos matemais situados abaixo do nivel do mar

Em regiões maiti i teldentadas, e efeti ada uma tenceira correção, denominada correção de terreno, que los, em conta o teleções topográficas de uma área. Em getal, com i se as valores não ultrapassam aigomas occinos de mGal, são apacadas somente nos es antamentos de defilhe. Em áreas ocean cas, onde as medidas são realizadas no nível do mar costuma se efetuar apenas correções ar livre, enquanto em areas comunicatas utilizasee tambem a correção Bouque.

Se o interior, a Terra fosse air forme, os vitores previsto e mecado da gravidade ser a ni guais, apois todas essas correções. Entretanto, como existem importantes variações laterais e verticais nas rochas que compoem o interior da Terra, esses valores são geralmente distintos. A diferença entre o valor mecido e o previsto é chama da de anomalia de gravidade. Dependendo da correção aplicada, a anomalia recebe o nome de anima ta artilivido de anoma la Bouguer.

As anomalias gravimetricas resultam de variações na densidade dos diferentes materiais que constituem o intenor da Terri. Os contrastes de densid, de entre e terentes tipos de nochas mocificam a massa e e usam, consequen temente, me danças nos valores da gravidade (Fig. 4.3).

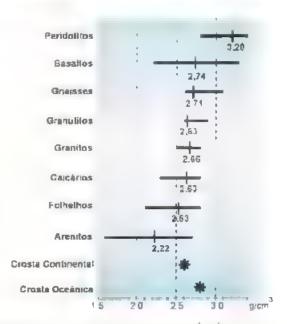


Fig. 4.3 intervalos de voriação da densidade de algumas rolchas frequentemente encontradas na superficie terrestre e densidades med as para essas mesmos rochas. A itua de comporação, encontram se também representados os valores med os da crosta continento la da crosta oceanica.

Nas anomal as negativas de gravidade, os valires medicos são menores do que os previstos, apos ti das as correções, sendo causadas por rochas com densidade re ativamente baixa ou sedimentos locatzados na sub-si perfície, em contato com outras rochas de maior densidade existentes no substrato. Por exemplo, anomalias negativas são encontradas em cadeias montanhosas que possuem raizes profundas constituídas por rochas com densidade relativamente baixa, ou ainda associadas à presença de corpos rochosos intrusivos de baixa densidade (E.g. 4.4).

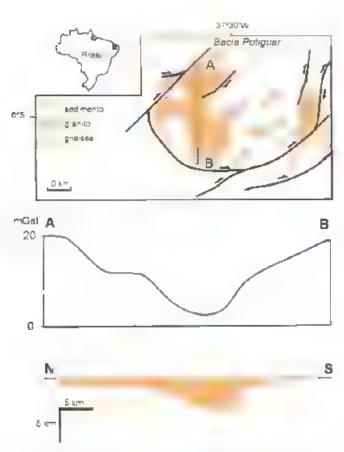


Fig. 4.4 Anomalia de gravidade causada pela gran la Tourão situado no Estado do Rio Grande do Norte Brasil). O peri 1 A-8, naticada no mapa inastra uma acentuada queda no valor de gravidade que coincide com la setar de maior profundidade do gran la, menos denso que as rachas enco xantes. Note que a extensão horizanta do corpo intrusivo (150 km é cerca de dez vezes maior que a sua profundidade máxima (15 km). Cortesia de R. El Trindade.

As anomalias negativas são geradas também pela presença de domos de sal de baixa densidade, for mados pela evaporacao da agua de antigos mares rasos. Como este ambiente é propicio para a deposição de materia organica, que pode or ginar petróleo, essas anomanas podem indicar areas potencialmente fax váveis a prospecção

An imalias pristivas de gravidade ocorre miquando os valores de gravidade medid is são minoris do que os previstos e são causados pela presencide materiais com alta densidade na superfícicida em profuncidade. Assim, locais onde e correm rochas com a ta densidade são caracterizados por apresentarem anomalias pos vas. Na região mendional do Brasil há uma animalia desse o dareiza (Fig. 4.5), causada por uma das maiores manifestações de vulcanismo basa ricii do planeira, que originou, há aproximadamente (3.) Mai a Lorma cao Serra Geral da Bacia do Parana

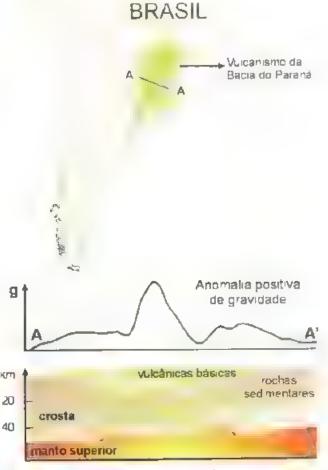


Fig. 4.5 Anama las positivas de gravidade podem ser causados pe a presença de rachas de olta densidade próximos da superfic e. Na Bacia da Parariá, onde houve a extrusão de uma grande quantidade de magmas básicos, observo se uma pronunciada anomal a positiva de gravidade.

Depos tos de minera simeta cos de alta densi dade localizados em sub superfície podem também ser adentificados em levantamentos gravamétricos de detalhe, por produz rem anomalias positivas de atitud de

A representação de anomalias gravimetricas é fe ta por meio de mapas de curvas iso anôma as, cujas linhas unem pontos com os mesmos valores de momalia. Nesses mapas (Lig. 4.6) neutrem al tos e baix is gravimetricos causados por diferenças na densidade dos materiais que ocorrem na crosta e no manto superior. As anomal as que pessuam d mensões de até dezenas de quilômetros são de nominadas anomalias oca- e são geralmente associadas a corpos rochosos relativamente pequenos, com densidade anomila, localizad is proximos da superficie (na crosta superior). Por outro, ad i, as anomanas regionais possuem dimensoes de até m thares de quilômetros e são, em geral, associadas a fe coes de grande escala. Por exemplo, os altos gravimeti cos de escala re tunal que ocorrem em bactas occanicas profundas são causados pela prosimudade das rochas do manto, oma vez que a crosta oceanicale pouco espessa (na 7 km)

4.5 O Princípio da Isostasia

Entre 1735 e 1745 foi realizada uma expedição francesa para o Peru, aderada por P. Bouguer, com o objetivo de determinar a forma da Terra. Nessa viagem, Bouguer neticul que as montanhas da Cordilhe ra dos Andes exerciam uma torça de atração gravitacional menor do que a esperada para o tespectivo volume. Cerca de um seculo mais tinde. O Everest fez a mesma observação nos Hima aias, durante uma expedição a India. Na epoca, fo sagerada a hipotese de que as montanhas teriam menor massa do que as áreas ad acentes, na i hay a entretanto, uma explicação geológica tazoave, para esse upo de fenômeno comum.

A explicação vina em 1855, quando J. H. Pratt c. G. Airy propuseram, independentemente, lupote ses para explicar essas observicios, e em 1887 o termo isostasia toi utilizado para denominar o mecanism o que as explica. De acordo com o conceito de isostasia, há ama deficiencia o massa abaixo das rochas da cordilheira aproximadamente, gual a massa das próprias montanhas.

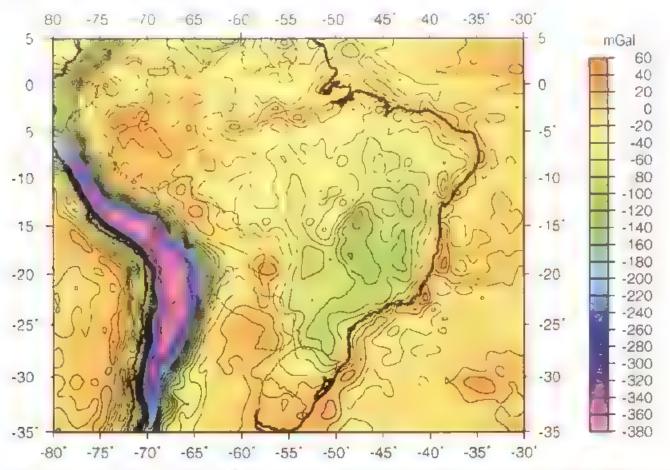


Fig. 4 6 Mapa de anomáxias Bouguer do Bras Le areas adjacentes. O xiervaio das linhas de contomo e de 20 mGal. Farte: > et a 1993

O conce to de asostasia base a se no principio de equalbrio hidrostatico de Argu medes, no qui um corpo ao flutuar desloca uma massa de agua equivalente a sua propria. Nesse caso, uma cadera montanhosa podena comportar se como uma rotha flatuando na água. De acordo com este principio, a camada superficial da Terra retat vamen te rig da flutua sobre um substrato mals denso. Sabem is noje que essa camada corresponde à crosta e parte do manto superior, que integram a litosfera. O substrato denso é denominado astenosfera (C.p. 5), comportando se como un fluido viscoso, no qual acorrem deformações plas ticas na escala do tempo geológico. O equilibrio sostanco é at ugido quando um acántulo de carga cu perda de massa existente na parte emersa é contrabalançada, respectivamenté, por uma perda de massa ou acumul) de carga na parte submersa

Nas duas hipoteses de **compensação isostática**, a superficie terrestre é considerada suficientemente rigida para preservar as f. ções impograficas e me nos densa do que o substrato plástico. No modelo de Airy, as mientanhas são mais altas por possuí tem taizes protundas, da mesma forma que um mienso bloco de gelo flutuando no mar (Fig. 4.7).



Fig. 4.7 Illustração do modelo de compensação sostá co de Airy. A camada superior rigida possu densidade constante más inter or áque a do substrato plastico. A condição de equilibrio isostat co é ating da pela váriação da espessora da comada superior, de modo que as montanhas têm raizes profundas.

Por outro lado, no modelo de Pratt, as montanhas são elevadas por serem compostas por rochas de menor densidade do que as ex stentes nas regiões vizinhas (Fig. 4-8), havendo neste — so diferenças aterais na densidade

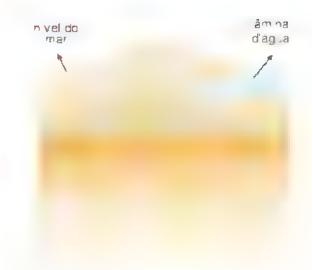


Fig. 4.8 Illus ração da modelo de compensa "ao sostática de Pratt. A camada super or rigida é composta por blocos de igual profundidade, más com densidades diterentes e menores da que au leto do substratin plastica. A ria irtição de equilibrio sostático é ating da pela variação do densidade, de modo que as rochas sob as cade as montanhosas soo menos de isas, erigida to as das bacidas acedor das sacimais densas.

Sabemos hoje que os dois modos de compensação isostática e correm na natureza. As mon an ussão mais altas, pois se projetam para as partes trois prefundas do manto, conforme informações bitdas acravés da Sismologia. Por outro lado, os conunentes situam se acima do nive, do mir devido às diterenças de composição e densidade (Fig. 4.3) entre crosta commental e a crosta oceánica (Fig. 4.9). Mesmo após ter sofrido intempensmo e erosao intensos no decorrer do tempo geologico, a crosta continental situa se acima do nivel do mar devido à isostas a, pois à medida que a erosao remove as camadas mais superficiais, ocorre lento soergumento. Portanto, rochas originadas em profund, dades majores acabam ating, nd i nive s superfic ais. Uma confirmação desse latue a neor rência de rochas metamorficas, formadas em condições de alta pressão e temperatura, compativeis com as existentes na base da crosta continental e que ha e encontram se expostas em varias regiões do planeta. No Brasil, estas rochas (granulitos são vistas, por exemp.o., em varios pontos do Estado da Bah a (Craton do Sao Francisco.



Fig. 4.9 Os dais made os de nampensação isastat da operata simultaneamente. As mortanhas possuem raizes profundas compos us par rachas com de isidade relativamente baixa da zendo com que a crosta e a itasfera sejam máis espessas nessas regiões, conforme previsio no madelo de Airy. Por outra lado a crosta oceánica situa se em nivers ropagráticos máis baixos do que a crosta contine não devido a sua major densidade, conforme previsto no mode a de Pratt

I migeral, a itostera suporta grandes estore is sem sofrer deformação. Entretanto, em algumas situações geologicas, uma carga muito elevada pode ser ad cionida, im removida da atosfera, deformando., Pode nos eltar como exemplo a adição de massa cad sado pelo extravasamento de grandes quantidades de basali is em provincias igneas, pela sedimentação ou pela formação de caloris de gelo. Losa massa adicional faz e im que a litostera entre em subsidência, para que o equilibrio, sostatico seja atingado. Atualmente, na Cotochlandia, esta ocurrendo um processo desse po, devido ao peso da espessa camada de gelo da saa superficie, de nodo que suas rochas encontram se abaso de nive do mar.



Fig. 4.10 Movimentos verticais da i tastera causados pela adição di, e remoção ci) de imalicarga colora de geto, sedimentos derrames de basa tos etc. na superficie. A inha porti hada refere se do valor da gravidade antes da adição ou remoção da carga (situação de equilibria sostático. A inha tiacejada indica como a gravidade varia com a adição ou remoção da calga auando a ida não puerre, a compensação sostática como lustrado em a e

O precesso oposto soergulmento, resulta da remoção de uma carga esistente na superficie da crosta, como nos casos do de eo de calotas glaciais ou da crosão intensa de areas ment, obosas. A Escandinavia, por exemplo, encontra se em tise de spergalmente de até cempano), re ornande ao equilibrio isostatico, decido ao desaparee mente do geo que ali existia ha cerca de 1000 anos. Esse movimento persistira até que o equilibrio sostitue o seja totalmente at ngido. Nessas situações, a talta de equilibrio isostatico pode ser revelaca pela presença de ano nalas de gravidade. Esg. 4-10.

4.6 A Terra como um Imenso İmã

Hoje estamos absolutamente fam arizados com o magnetismo terrestre ariaves de uso da bussola para onentacio. Este instrumento nada mais e do que um agula a mantada, livre para girar no plano horizontal, sendo atrada pelos polos magneticos da Terra Deside na secta is, esta propriedade las calda Terra Deside na secta is, esta propriedade las calda Terra e connecida e tem se rei los de que a bussola ja cita usa da por volta de 1000 d.C. pe os entreses, a quem e a ribanda sua descolvera. Il videntemente, a forma da bussola era maito diferente da atual luma co cea o de contos persas escritos em 1232 descreve uma folha de ferro em forma de perve usada como bussola dez anos antes ou, como relatado per escritores arabes, uma aguna magnetizada flutuava em agua, ipo ada em made ra ou junco.





Mas as prometras investigações sobre o feriómeno do magnetismo só tiveram inicio em 1269 com as experienet is de Petrus Peregimas de Miracoert. Ele escuipio nagrenta morer, magnetico de osade de ferro nama forma esterica, da qual aproxima va pequenos imas. Deso time so me a superficie exferica as directes moreadis por eles, intende inhas que circundas um a estera e intercop ivain se em do s pon is, da mesma forma que as Inhas da ongitude sobre a Terra interreptant se nos pólos. Por analogía, ele den imin la esses pontos de polos co má. Na Ingla erra, William Gilbert repetita e impiros tais esperiencias, reunindo fodo o conhecimento de ate ental is one magnetis no no tratado De Veignete, más cado em 1000. A partir cas senielhanças no comportamento mightheo com a migheli a estenda, dic reconceccii que a р эрпь Тена ст. ані чьеньо дий.

Mas for apenas depois de 1538 que se pôde conhecer melhor a distribuição de campio magnetico terrestre, e aan dia Carl e riedrica. Galassi começou a faixer medidas sistemaneas du intensidade di campo geomagnetico. Mitaves de unalise matematica, miistros que 95° do campo magnetico da Terra originam se no seu intentre e somente uma pequena parte restante provem da fontes externas.

Por outro lado, a conclusão de Colhert de que o caropo magnetico da cerra e seme nante ao da esfera de mignetic equivac edizer que a Terra e uma estera un for memonia magnetizada. A forma do campo magnetico dessa estera e semelhante a ce um im, de latra cacica i mamos de dipolo. Pocemos enta amaginar a ferra e ime uma estera, no centre ca qual existe um opolo o am. Il barra (Fig. 4.11). O exo do dipolo geocentrico est, prosimo do esso de retaçar, da Terra e for e imele um angulo de cerca de 11,5°. Por esta a a calquart de et a a rissola, em gera a mo aponta para o nerre una sua directo faz



Fig. 4.11 in the policy alexa fazilità di angli a del 1.5 in angli a de rolação da Terra elesta um pouso afastado de seu cel fro

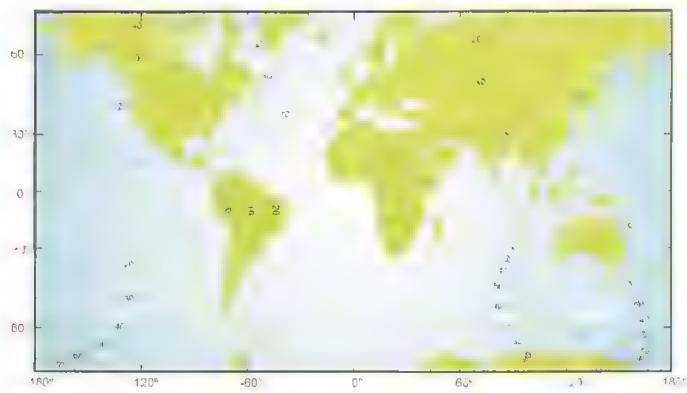


Fig. 4-12 Maga de declinação magnética indicando a posição dos pálos e a linha de declinação zero. Fonte Lange et a 1980.

em ingelo com learecto norte sal, into es e a combeda dos grandes navegantes desde o seculo XVI. Esse lingulo de cevito en lignos e a declinação magnética.

Vigo hij da hussora desvia do norte geografico para leste ou pirra Oeste segundo am angulo que dependera do lica londe se encontra o observador em reliça y aos polos geografico e magnetici). Desta orma, se o ponto de observació el colo polos estivo magnetici por observación a minidos sobre la mesmo mendir lo, citilo a decimiça y sera vero, be o esci do dipo o conoctisso el mio exal geografico, não havena decimação (hig. 4-2. Someote nos pontos correspondentes a lina i de econação vero (ou maia agonte i da Fig. 4-2 e que a agona a andicira o norte geografico verdade n

Introtanto, o camp i magnetico da Terminão com a pola porte to cicação 5° desse amplicate vilar, ou seja, não deposar. A con agaça o desses do sempos provios, desvios nas linhas de decidação magnetica, bem como em todos as linhas de força do camp i magnetica terrestre, plos o campo não dipolar e diferente para cada regise da superfície da Terra, resultando nama distribuição de intensidades. Eig. 4.131 I como discipla esperada hara um campo dipolar.

A intensici de do campo ge imagnet co é muito traca, cerci de 50.00 x 1.) Tica 50.00 n. (1 representa Testa que e a un dade de indução magnetica no 5 sua a forçarea cona, correntemente esc.)

a un diec gamma. Y que espeva e l'inT; vet ta sea de anidades ne final do livro, listo correspo de alem emple centenas de vezes mais fraco do que e cempo entre os pelos de am ima de brinquedo. A intens da evana conforme a reflir considerada sobre a superticie da Terra, sendo menor preximo a o líquidor e maior em direção tos polos. Copo tinT ne pelo magnetico norte e "Opt On", no polo magnetico sal que pode ser observado na fig. 413.

I ma agellic mantada livre par girar em tomo ocand excellent in a mac permanece has horizonal 1.1. acompanha as I nhas de torea do campo magnetico The 41), de la forma que a extremie le nerte di agalm mol na a protection and a National Control of the Control of para cima ne hemisterie Saa () nga e 4-e a sgul i faz com o plano norizantal cicha nada de inclinação magnética. So pre os pelos magneticos a aguillo coloca se na pos ça exerneal e portanto a me mação e de 90%. Ean pontos mermed mos, o gula de calma-Giox. La até chegar exero no espador magnetico, onde as habas de torq - ao purale as a superficie. Os pelos magnéticos estão localizados a aproximae amente. 8°N 14°W c 65°S 130°, a percuto nae sao di metra mente simetrices, at istande of cereir of 2 300 km do amppid). Desta forma, a melnor represent su cocampo magnetico terrestre e a de em dipolo cajo enoesta des scalo em religa cal centro de lerra ce 400 km. Este dipolo e chamado dipolo excentrico

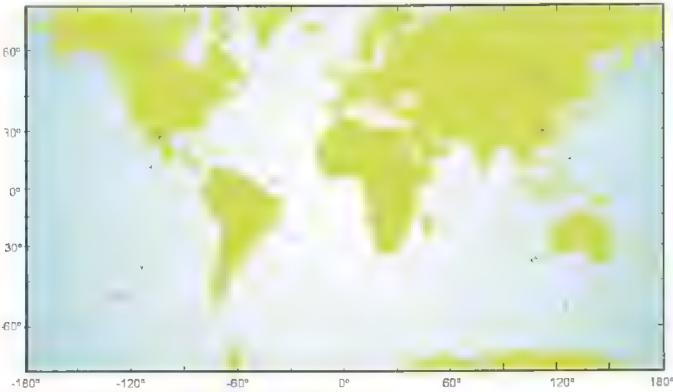


Fig. 4.13 Mapa de interis dade tota lab campo geo nogréfico em milhi es de ni

Os polos nagreticos in gram a uma veior dade de cerca de 0,2º por ano ao redor do polo geográfico (F.g. 1.14), em geral sem se afastro mus do que 3.º deste a timo, porem descrevendo uma trajetori preguar. As simie que a declinació magnético de um local muda e intra o mente, aumentando os camina não. Torna se então necessario corrigir o va or de de mação conhecido para um determinado ponto da superfície terrestre a codo cinco anos aproximadamente. Como se pode de duzor facilmente, os polos magner cos levam a guns mi bares de am s para percorrer os 360º de trajetoria ao recor dos polos geográficos.

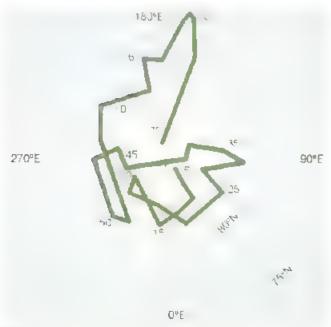


Fig. 4.14 Movimento do polo magnético norte ad redoir co polo geográfico dura sie a perioda campree táido entre aproximadamente 69.000 e 45.500 anos atras, como registrado em rochas sedimentares do Japão Fonte: Dawson e Newitt. 982

Não se a direção, mas também a intensidade do cam poligeomagnatico variam com periodos muito lentos e, por isso, o comunto dessas variações recebe o nome de variação secular A origem da variação secular é interna a Terra e dave se aos processos garadores do campo geomagnetico que ocorrem no nações da Terra

Representação Vetorial do Campo Magnético

Uma vez que o campo magnético terrestre não é constante no espaço, variande tanto em direção como em inters dade, torna se necessario representa lo

cetomament, nam sistema de era is orbigon as conventientemente escolados, como mos ma Egi 4, lo. Corxo vitem direção norte sal, viem direção los eliks eliks a circi vivemente zié tomado com sentido positivo para brisco. O angalo de cocinação Dielo angalo entre o mento elimento que passa pelo ponto conside do ela direction mete sal. A meimição magnetica Leio angalo que entre in processor de como magnetica Leio angalo que entre in processor de como plane borazonta.

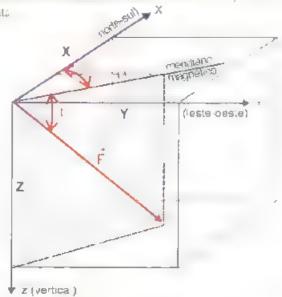


Fig. 4.15 Represe tração vetoria da campo geomagnetico. Os eixos x e y coincidem com as direções geográficas e o eixo z tem sentido pos ivo em direção do centro da Terra. Os an g_{μ} as D e issão, respectivamente a decinação a no nação magnéticos.

Com i é vis o na Fig. 4-15, os componentes do campo geomágnetico reiac onam se atraves das eque coes abaixo:

4.8 A Magnetosfera

Apesar de fraco, o canço geon agnedeo ocupa um volume muito grande, com suas inhas de força estende ie o se a distancie de 10 a 13 m, os terrestres y de see o 4,3). A região ocupada pelo campo magneteo terrestre recebe o nome de magnetosfera. Eig 4,16 uma região com forma car acteristica, assanture i em relação à Terra, asseme,hando se a uma gota com ciual, extremime i e omorada. Essa forma particular e consequência principalmente do chamildo vento solar, qui sera explicado a seguir.

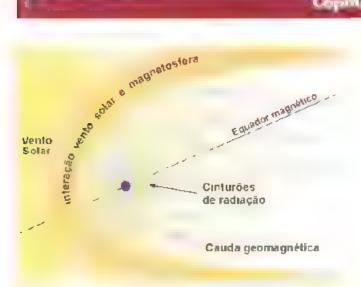


Fig. 4.16 sepresentação esquematica da magnetostera e ação do vento solor sobre as calhas de força do campo geomagnetica.

Observações com equipamentos a b rdo de naves espacials levaram a concusan de que n'espaça entre a Sol e a cere into e um vacuo quase perfeito com i se acresitava, mas esta preenenido por am gas, onizado constituido de part cul as com diferentes energias, macleos de atomos, principalmente de hidrogen o e clerrons, que são em tidas pelo Sol e por sso chamado de vento solar. O vento solar la la uma velocidade de cerca de 300 a 500 km/s, proximo da Terra exerce unit pressão sobre o campo magnetico, comprimindo-o. No lido da Terra que não esta sendo fluminado pelo Sol, side, no administr, as linitas de forca do campo não sofrem essa pressão c estendem se a distâncias que correspondem a mais de 2001 vezes o raio da Terra, chegando a atmgir a Lua.

O campo magneneo terrestre desempenha um papel importante como bindagem, impedindo que as partículas solares nas energeacas a mam a superficie terrestre, causando danos á biostera. Quando ocorrem erupções so ares, há emissão de grande quantidade de particulas de alta velocidade, que alcançam a ferra em algumas dezenas de minutos. Parte dessa radiação é bloqueada pelo campo go magnenor e não atinge a atim isfera. Entretant a nas regiões prilates, onde as linhas de força do campo gromignente colocam-se perpendicular-

mente à superficie da Terra, as particulas penetram tac mente aie à atmosfera superior ou ionosfera inferior 60 km à 100 km de últitude, porque são e meaza as pe as proprias linhas de campo.

A onosfera corresponde a camada no is externa da a un sicia terrestre (Lig. 4.17) e se cantetenza por ser uma camada eletricimiente conduto —, constituida por onsicioutras particulas carregadas (eletri ns e protons. Por essa naza), ela e a tizada na tado comunicação, propagando e refleindo ondas de radio. Quando essa camada e invadida por um fluxo de tadiação solar mais intenso, su condutividade eletrica e alterada, protondo causar interrupções na comunicação de radio.

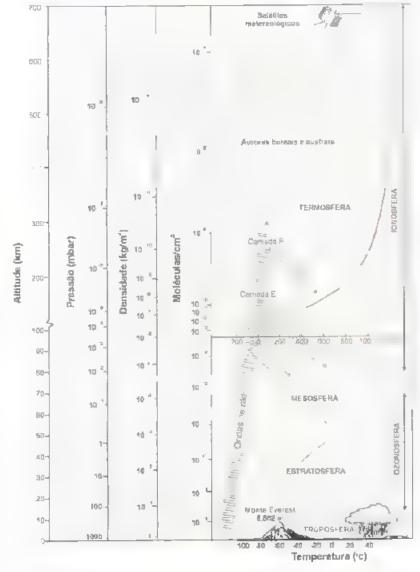
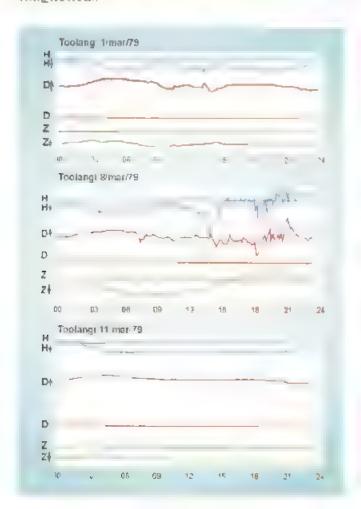


Fig. 4-17 Desembo esquemático das camadas que compoem a atmósfera sustrando a propagação e leflexão de andas eletramagnéticas utilizadas no rad acamunicação. A linha verme ha representa a variação de temperatura na Ozonostera e na prostera Forte: A M er 1972.

4.9 Por que o Campo Magnético é Variável?

te to a tarvidade so in elsent do pela mag elester continuamente, sendo que o lado da Terra remanado pelo Solifado da el día el o lado que sotre as settorbações. O lado noite, em geral, nac élafeta el Dependendo da intensidade da atividade so in, se se a discurção entre di is mismenteamente el el días lativos ou perturbados. Eig. 4,15 m, gritude das viriações go imagneticas regulares el sia mos elsomente cerea de 1.1 do da la adel do campo galomagnetico tora. Em determinados das, el niado, el prem grandes per thições en indicatos a varios erais na declaración a el 1.00 m² de tres a varios erais na declaración a el 1.00 m² de tres a varios erais na declaración a el 1.00 m² de tres a varios erais na declaración a el 1.00 m² de tres a varios erais na declaración a el 1.00 m² de tres a varios erais na declaración a el 1.00 m² de tres a varios erais na declaración a el 1.00 m² de tres a varios erais na declaración a el 1.00 m² de tres a varios erais na declaración a el 1.00 m² de tres a varios erais na declaración a el 1.00 m² de tres a varios erais na declaración a el 1.00 m² de tres a varios erais na declaración a el 1.00 m² de tres a varios erais na declaración a el 1.00 m² de tres


la capa ide magnetic i ocorre em pera um · arcelmento dis chimis sourcs, casao emissoes leminosas de grandes preo orgoes d erat mais externa do Sol a cromosfera. P eas lo desses femamenes, o 5 icac de onda y sixy mas timbeni am flas complised are one vigit com velue dide de 1000 km/s vi tinge tocala Tetra clais, teo eus ar ous havo in As rempestades são frequentes e pedem CATTO ARCAL IN ARXING TO LOUD DISHORD TO I'm inicio repentino e seus ete los são senticidurante um dia ou vare s dias. I ma vez que as len pestaces causim in efference in compare each -idio, è interessinte pocer prever sua occirrenca-In retaint to os se s'statom, s' sa sac percebec ery reoes in affections began and escale as

I ma tempestade pone ser com sant ida apareci nento de un dos fenomenos la mnoso, mas intensos e las mates no ecoras bore us ou austra sinas regions polates norte o sol, respectivamente. A care ri e tiusaca per en sia de un da atmassiera subcri i numa parecida com uma desemba elemento. Lig. 4. Aparece como uma cor una uminose de con escribenda carrósea, com a borda intentir a care de 10 mm de altara e a subcri i tidez a 100 m. O flavo de energa emitido por ama aurota, men e apenas tres vezes mener do que o flase de eacigia refletido pela Laa na fase cho



Fip 4 19 .

4.1 Auroras e Outras Manifestações do Campo Geomagnético

Um dos fenomenos naturais mais espetaculares da Terra são as auroras, que podem ser vistas em noites claras em locais situados a alias lantides, tanto no hemisfeno norte como no su. As autoras ocorrem na alta atmosfera (~10) em de entre el são cuas en sepera particulas energia em principal e compensada en ser estada en estada en entre en estada en entre entr

com mais de 36.000 km de raio, chamadas de Cinturões de Van Allen. Quando esses cinturoes foram detectados, ha com a se con transcent de com mais de 36.000 km de raio, chamadas de Cinturões de Van Allen. Quando esses cinturoes foram detectados, ha com a se da transcent de com a com

devido à usão dos eletrons acelerados. Da mesma forma, os satemes de telecoman cação estao sujeitos a essa interferencia, que pode causar maa funcionamento de "pagers" e telefones celulares. Foi o que realmente acontece en moderno de "pagers" e telefones celulares. Foi o que realmente acontece en moderno, em 19 de maio, o satélite Galaxy 4 sotreu pane e 45 milhoes de usuanos perderam o serviço de "prigers". Os elentistas esperam que os Cantaroes de Van Allen tornem-se particularmente o námicos no fina do ano mitensas emissões de partículas elétricas e fortes tempes ades geomagneticas.

Fonte: Space Science News, NASA, 06/12/98.

4.10 Mapas Magnéticos e Anomalias Magnéticas

A distribuição do empo geon aguar co sobre a superficie da Terra e me hor observada em car as sea aquaticas, sin e, mapis nos car se inhas ano i pentos car entrespondent a am mesmo vidos de um determanado par o etro magnetic

Conternes de qual intensie de para garliquer com pone de do campo são chamados de linhas sodinâmicas. Esta 4.12 e + .3. E importante observar que a nociomeno como o campo geom guerco mostre tão pouco rela lo como siteições principais da geo grae geografia. As lobas isomagneticas cruzam continentes e oceanos sem eistarbios e nacimostrim enques obvias com as grandes caceris de montinhas na com as caceris sabrilarinas. Esse tito deixa clar i que a origen do campo geomagnetico necessiriamen te tem de ser profunda.

O mapa da intens dade rora la campo dig. 4,13 mistra que o campo maj netico terrestro e mais com plicado que o campo que sena associar a misimples dipolo geocentrico. Se il campi il osse escramente te campo devolar, as hobas de mesmo vidor da intensande total Fig. 4.13 seman, links par de asiat ectate () magnetic ed ed accollinha so are quar i me nação mignetica e Igial a zere , isto e, exceto perto de s poors, elas semam princimente retis nesse mapia. Esta diferença e cha nadi de campo não-dipolar ou anomalia geomagnetica. Quanco is carris iso ni gnebeas são construídas a partir de besquisas, nais porme i miand some informers aparticent superposter por camp is localizados devido a a mes magneneis da crosta da Terra. Estas anoma as com secoes tra isversais de La e. km ou mas na opodem set re resentides num mapa de escala global 11 20

Concentrace o de minerais mignetillos em rochas e algumas correntes elemeas tricis ne crosta en 108 occi.

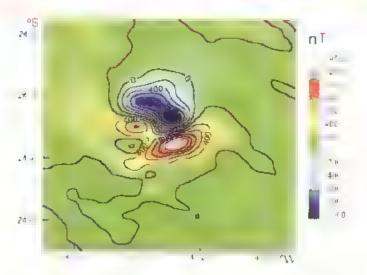


Fig. 4.20 Anamara magnérica de intensidade tota gerada par concentração de minera simagnéticos em corpo ignea missivo na legião de vuquiá. Es ado de São Paulo. Cortes a de W. Shukowsky

nos são as principais fontes responsaveis peros cam pos localizados. Essas irregularidades de superficie ou anomal is magneticas podem ter intensidades corres bundentes a uma pequena porcentagem do campo formal mas, acima de fazidas de terro ou depositos magneticos proximos à superfície, estas anomalias podem exceder o campo da Terra. Ema busca e interpretação dessas anomalias que se baseia o meto do magnetico em prespecção geofísica.

4.11 O Mecanismo de Dinamo na Geração do Campo Magnético

Como visto ate aqui, o campo magnetico da Terra c awonse mente bem representado por um dipolo magnetico localizado em sea centro. Entretanto, cabe a pergunta - o que poderia causar esse magnetismos A presença de minerais permanentemente magnetizados nas camadas superticiais da Terra não é sufficiente para explicar am ensidade di campo geomagnetico. Alem do mas, esses minerais não são suficientemente moveis para explicar is mudanç periodicas na direção e intensalade do cambo. Desta forma, algum outro mecanismo ca paz de gerar um campo magnético com as características sovervadas deve ser proposto. A anal se de ondas sism. cas indica que pelo menos parte de núcleo da Terra é fluid « Ja e un versalmente acei, » que o movimento desse fluido metando gera correntes eletricas que, por sua vez, ind. zem campo ma ineticia. Entretanto, discute sa activa de que forma o flu do metalico flui no nucleo, que tonte de energia coloca e fluido em movimento e como esse movimento da origem a um campo magnetico. Essas

questoes são difíceis de responder porque o nucico na pode ser investigade diretamente e as aluis pressões e temperaturas lá existentes são difíceis de reprocuzir em laboratorio. Mas a combinição de resultados teoricos e experimentais ja permitiu estabe ecer alguns fatos.

O nucley consiste de uma esfera gigante, essenciamente metalica, do tamanho aproximado de planeta Marte. Sob concações normais, o paeleo fluido concazcalor e eletricidade até muhor que o cobre, e tem provavermente a mesma viscos dade que a agua. Com um ramedio de 3.485 km, corresponde a cerca de 76 de volume da Terra e a cerca de 1, 3 de sua missa. A censidade do nue ec varia de, no minerio, 9 vezes a densida de Ja agua nas suas hordas até 12 vezos a densida, e du agu. no seu cen ro. Os cálei, os de dens dide com imacos com as hipoteses acerca da origem do sistema solar sagerem que o nuc eo e composto principal nente de ferro e niquel com traços de elementos mais leves como enxofre e oxigên o. No seu intenor, localiza se um nocleo interno com propriedades diferentes. Tem um raio de 1. 20 km, o que corresponde a 2/3 do tamanho da l'ala e, ac contrano do nucleo externo, e solidia

A partir dessas informações, a unica teoria vivel de geração do campo magnetico terrestre é aquela que tratao nacieo como uma especie de dinamo auto-sustentável. Este podelo foi cesenvolv do por volta de 1950. por Bul ard e Elsasser. Um dioa no é qua cuer mecanismo que converte energia mucan ca um energia eletrica. como aquale utilizado em centrais hidrolotricas. O cum mo da Terra e auto sustentavel porque, depois de naversido disparado por um campo magnetico que posteria ter sid i muito fraco (como por exemple o pri prio campo do sistema solar), contriunu produzinda se a propriocampo sem suprimento de campo externo. O sejuloo metalico do neceo terrestre, mevendo se de minera apropriada (Fig. 4.2.), agina como um dinamo, necessitando apenas de um suprimento continuo de energia par manter o material em movimento,

Uma das fentes de energia mais provaveis nesse ensseria a movimentação do flu do causada pelo seurestrumenta, com a cristalização e fracionamento de les minerais densas, hoerando energia potençal. Pode se estabelecer assim um movimente de convecção provocado per diferencia de temperatura e composição do fluido, que devem ser minudas par que o movime no não cesse. O movimento de rotação da Terra exerctima força no flu do do nucleo, chamada força de Coriolis, que atua em qualquer massa que deserva um movimento de rotação. Esta e a mesma força responsayel per a movimentos ciclónicos de la clas correntes naminhas. A les come perpendicular no seu movimento, fazendo com que, ao casa de flora ciendo com que, ao casa de flora ciendo or de nacio, estabelecam se espiras de naterial condutor que vao gerar campo magnetico com resultan te aproximadamente paralela ao con de ronca a da ler

4.12 O Magnetismo da Terra no Passado Geológico

As inservações do campos magnet do terrestre resumem se a incrias a gions socidos, e insiderando se atoquelas mas rudimentares em que, por questões proteas de nave galas, media se a declinação

em rotas maritimas e portos visitados. Este é am interva o de tempo muito curto em comparação à lustoria de Terra. Então cabe perguntar tera tido o campo magnetico terrestre sempte o mesmo padrão que o atual? Lera sempre existido o ni guerismo da Terra eu será apenas transitorio?

Questões desse tipo puderam ser respondidas a partir de quando se verificou meados do seculo XX' que a historia magnética da Terra na i se perde completamente, mas fica registrada como um masnet smo-fossil nas rochas. Alguns minerais que contem ferro, ao serem su metidos a um campo magne ico, comportam se como imas permanentes, isto e, esses m nerais retein uma magnetização que e chamada remanescente, mesmo depois de cessada a rção do campo magnetico. Substâncias desse upe são cha nadas ferromagnéticas. Os princapais minerais magneticos presentes nas rochas são os oxidos de ferro, como por exemplo, a magnetita (re 0.) e a hematita (Fe,0.). Embora estejam presentes em peg, ena praporção (cerca de ais sao, em geral, os responsaveis pe as propriedades magneticas de uma rocha

A intensici ide de magnetização das rot ras e em geria, fraça mas, atray es de instrumentos sensíveis, e possível. Acterminar a direção da magnetização remanescente e



Fig. 4.21 Movimento do 1º do condutor da nucieo exte no e gerilino da campo magnetico dipolar indicado pelas intras de torça. Fonte llean oz 1983

rent reconstruir o passado magnetico da Terra. O estu do sistematico das rochas com essa finado de e chamado de **Paleomagnetismo**. O mesmo principio do Paleomagnetismo pode ser apacado a ceramicas e fornos arqueologicos e este estado recebe o nome de **Arqueomagnetismo** sees materiais cerámicos sa o particularmente apropriados para se determinar a intensidade do campo durante os tempos historicos. Por atraves do Arqueomagnetismo que se constataram as valucios de intensidade do campo da Terra

Os estudos paleomagnet cos indicam cae a Terratem t.d i um campo magnético signifi ativo, pel i menos di rante os altimos 27 bi noes de anos. Entretanto, varias pochas aprest ntam magne, zação invoà esperad isto é, compative com um campo geomagnetico de polandade oposta a do campo atual, com linhas de torça que emergem do pelo norte e convergem para o polo sul. Acreditava se, a principio, que aquelas rochas teriam propriedades especia s, acquirindo magnetização contraria a do campomagnetizante. Porêm, grande numero de experiencias mostrou que somente alg mas poucas rechas apresentavam ta propiiedade. Da ações por met al 18 radiométricos, associadas a determinações de polari dade demonstram claramente que tem bavido intervalos nos quais as rochas de tedas as regules da

ler i adquiritm magnetização e mipolandade is a a ental e, iternad, nente, internatos em que todas as reclassos aquirira nipolaricade oposta. Nes años 6 to estabe ce da lam, escala de reversões. El 19 agri piendo se os cacos normais e reversos de varias regiões da Teria nama sequença eranológica, cenfir mando ecine as y mente a regionações das reversões. O empor centralidade perminere em uma deternimada polaricade de rinte interva os y máveis de proximacimente. El la 0 años, e para e molarir se molaricado de planos, e para e molarir se molaricado de planos de são necessarios de proximacimente.

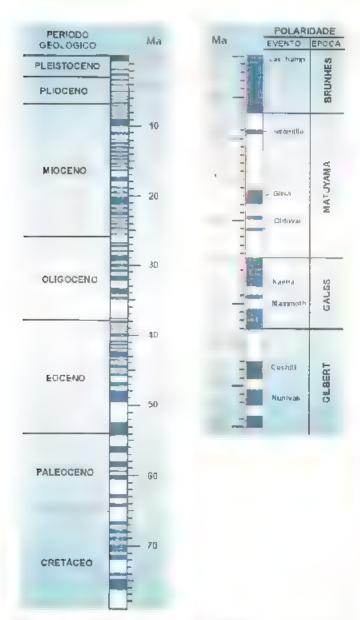


Fig. 4.22 Escala de inversões de polo udade ou reve amba genmagnética nos litimos 80 mili des de anos. Faixas escullis representati por indade no maleita xas claras ipo an su le inversa. A direito, de al el 1 lutiria il essa a luc épocas el éventos de pora dade ocor das has il timos 4 film hilles de anos el que recepe in nomes especiais.

4.13 A História Gravada das Inversões de Polaridade

Na epi ca em que se auc aram as resquists nu grireas nas rochas da crosta de inica, te tas por navios i ceanográficos, evando a bordo mignetiemetres, revereisse amitados que endene. A nordeste do Oceano. Pacifico, foi mapeado um padrão de animal as may neticas lineares, a ferente de qualque ripadras connecido nos com nentes. Esse padrão e for maio por aixas de polardades a emadas e dispostas sime tries ne ite em religio a cade a meso-oceánica, como lustrado na Fig. 4.23.

Vinc e Matriews propuserim em 203 eue esse padrão "zebrado" era consecuencii os expansio de sa alto oceanico e das reversoes co campo ge magnet eo, através de um processo representado esquemantemente na Eg. 25. O miter. Um do



Fig. 4.23 Padrad izetra ibi delan ini usioni. Nuale sua ibi suad carra en una del facus

a o printo cascene apelo em e prentes de convecção atra yes day caucias execute is, es, in au alulgar a superfice circs re. Os miliariis ferromagneticos principams te magnetita er stanzados nesse magnia adquirem negación dia medicada pele campo geomagnetico. l 88a (nagbet / 4ça) sera permanentemente retida p) minemis chande attogreto temperaturas abaixo de tan eero val ir caracterisaco, l'ssas temperateras cha natas de temperaturas de Curie que, para a magnet (4, e da oream e e 580° (A nova rotha assan) in da cia magne i da constitui se num ne ce segmeativide associlly one mines, que lenta nemo afasta se di cadeta, enquanto por ele novo material ascende Nesta fase, so o e, impo go imaginar econvertou a pola-*dance, surgira entire emaine varianca de assoulhe, desta sez orm politidade invertid. Assim, surge, a ongopraz , o padrao zebraco simenteo à cauer, tal com a for observade. O assoalho oceanice comportaise, port into, como anti este ra rola ile que grava a histoa cos recessos do campo geomagnetico tal qua uma Itta magnetica, a neile a que va se orampi e note npolycological

4.14 Magnetismo das Rochas e a Deriva dos Continentes

O prantispetismo treaso criticou para a constitue as de historio din el apoliticamente da l'erra, como também Exmece informações quantitativas sobre process is que ateram as cernadas superficia sidi. Terracrese des como grandes mos mentes laterais dos continentes en cenva commentar Nos anos of resultaas puleon numeric os res y y aranti o triferesse has si agestoes. the gase of conflictness so in overant consideravements and of an policy of the All Tred Wegener proposition [3] cue todos es cononentes ja haviani estaco agri pacars from one a "supercontinente", que eje charnou ce Player. The sugarmaque esse supercontinente terra se essmembre de hir cerca de 200 milhoes de aros. Fortre nto, se astido, sinaci foram acertis por muitos ele itistas. en escassão sebre a denva continental fice u es agroda que os resuma is paleomagounços modiceram o vias at details.

A more to the remainscente de noch se de mesma dide e magnetizadas simultaneamente pelo mesmo campo magnetico deve indicir a mesma ocalização para is polos magneticos associados a esse campo indiator. La terre de mesma ende, provenientes de distintos confinemes, indicam polos polos pelos pelos pelos genoragiencos) entere acs. Leg. 4.24.

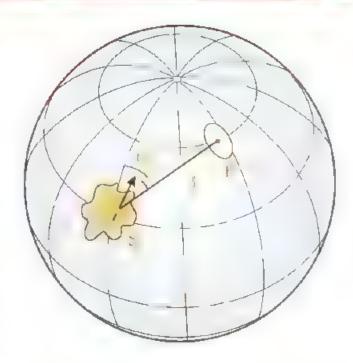


Fig. 4.24 Cor existo a site a veta in a intratara de cor tra seta definido per la migulas de das mação. Dia nimitada 1, a tido em lum sito 5 e u ps_{10} , in the period emagna so p

Sabendo se que a campo quimagnetico so per e ser representació por am unico a pelo magnetico a istore, custo apenas ani par el pidos norte e substitudos provimis aos por significos, a esisten o de varios por sino passa, o geologico ten de ser desentida. A explica ção para o tato esto base, o ino des ocamento a secontinentes que modifica a openhação da magnetizació registrada em suas rociais, em relição a o polo geografico. Poros para magneticos de mesma el ade epetiencentes a coterantes al se si continero ais poutem ser deslocados aterição em came Ao fazernais sso, as continentes de coca toram extraidas as rechas malisadas também se deslocam, chegando se a reconstruções pileogeografica surprecindentes, tal como a de strada na locido para a America do Se e Atri

A mancim mus conveniente de se representarem dados paleom cincos para o estado da derva con tinental é em termos eta postção de paros pacomagneticos. Polos pe comagneticos para perio dos geoloricos consecutivos e, de unitar a com nemesão mentigados para produzar um taminho ocoran curva de deriva pelar (log. 4.25). Lotha se aporen quando se comparam is curvas para os var ex com temes que, curante um lengo cuervalo de tempo o tecnimentes moveram se con an antente e depois atis caram se. O gravo de divergencia cirro duas curvas ce

deriva polar e a medida do grau de separação dos o intinentes. Uma relação entre a incanação do veror magnetização (I) e anni de paleogeográfica (\$\phi\$) pode ser facilmente o atida do modelo de dipolo ocên neo, por trigon imeira esférica:

Com este cado é possivel avaliar quantitativamente a palco anticide em que se encon rava uma determina da região da Terra. Por exemplo, os filocs de rochas guras (diques) que cortam as praias de Lheus e O ivener na região sel do listado da Bana apresentim magnetização cajo ver ir e loca se a ~66° de me nação em relição ao plano horizontal. Enlizando se a formala 4.1% calcula se que a latitude em que se ornarem essas rochas ha um bil ac de an siem de 48°, portanto muito máis elevadedo que a tria (15°5), atido que aquela região era de clima frio.

Neste capitulo estudamos as campos de gravida de e magner co da Terra. Aimos e uno estas importantes propriedades tísteas podem ser un ivados para se entender processos dinámicos que ocorrente in nosso ploneta. Além doso, o mape in entegralmente o emagnetico da superficie permite identificar un mantis que refletem estrutaras das camadas mais superficius ou estro diretamente reacto nadas com il presenço de depositos minerais. Desta forma, metodos do nivest gação basea dos em gravi netra e magneto metra constituem importantes terramentas georis, as voltadas a prospecção de bens minerais.

Leituras Recomendadas

- BUTLER, R. F. Patromagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes Oxford: Backwell Scientific Publications, 1991
- FROWN, G. C. & MI SSFT, A. F. The Invasional Earth London: George Allen & Unwin, 1985.
- FOW LLR, C. M. R. The Solid Faith. An Introduction to Global Geophysics. Cambridge. Cambridge. University Press, 1992.
- JEANLOZ, R. The Earth's Core. Scientific American, v.249, 1983
- 1 OWRIE, W. Lundamenials of Geophysis Cambridge: Cambridge University Press, 199.
- IELFORD, W. M.; GLLDART, L. P.; SHFRILL, R. E., KEYS, D. A. Applied Geoperates. Cam π age: Cambridge University Press, 1985.

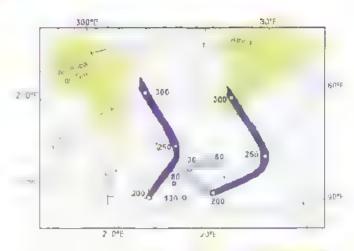
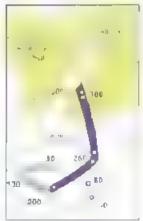


Fig. 4.25 Curvos ve del volpolar para al Amalica do Sulle Atlica e econstrução desses tan lambes com división antes com división activas Notulue entre 200 el 130 minos de alica atlas as unasconecia lacive gi prinque as indispendentemente.



5

A COMPOSIÇÃO E O CALOR DA TERRA

Igor I. G. Pacca Ian McReath

ma or parte do interior da Terra é macessivel is observigoes diretis, ex moda que, para co-Alecer so recovery to continuous, a necessary of continuous me ocos indirer is. No Cep. 3 for apre entada uma a receció de sismologia la obtencio de estimativas preu is dens dades e outras propriedades fisicas das richas do interior do planeia. A primeira ordem, a sis pelogri revela que a estruncia interna da Terra consiste de ma serie de camadas que compõem a crosta, o mante e o nucleo. A partir das propriedades fisicas, e com o apero de experiencias que simulam as condições de temperatura e pressão no interior da Terra, e possivel intent as composições mineralogicas das camadas presentes. O cal in interno di Terra e os precessos de sua redistribuição são fatores importantes para entender os mos mentos dentro de e entre as e macas da Terra, lasses mos mentos são respansaveis pe a estrut na interna de segunda ordem, que e gin, Tital

5.1 Introdução

No seculo 19 is clembras especultivam sobre a constanção intenta da Jerra. Chanes Darwo, por exemplo, depois de testemanhar erapções valeanicas e terrendo sinos Andes, sugeria, ja na primeira metaet, di que le secimo, que a Terra era compe la per uma tina que den manam is crosta, ao redot de ama massi fundia a N. segundo metode do seculo, partindo de estimativas para o rato e massa da Terra, a Jensidade media terrestre (or calcalada em 5,5 g cm) aproximad increte. Ema vez que essa densidade é maior que a da grande maioria das rocalas expostas na superficie terrestre (2,5 3.0 g em), concluiu se que pelo menos parte do interior terrestre do er a ser composta por material maito denso. Esando os sidentos eos meteentes percos (Cap. 1, cemo analogia, sageriu se, anda no tina do seculo 19, que a Terra terra ani nucleo composto por ama liga meta ica de ferro e niquel, envolto por um mante de silicatos de terro c magnes o Aates da atdização da sismologia para des vendar a estrutura terrestre, essas délas representación meras especulações

Como visto no Caj. 3 anter or, embora os todos da maioria dos terremotos este am a menos de aos can de protondicade, cles enuicin codas elasticas con todas as direções, propagando-se por todo o interior

ca Terra Podem ser detectudas pera rede de obser e torios sismograficos distribuidos pelos e numentes, apos sofrerem reflexoes, refrações e ditrições, quando encemiram seperfícies de separação entre camadas que o numeros por sua dens dade, parâmetros el esticos das camo compressibil cinac e rigir ez ou composição mineralógica e química (Cap. 3).

5.1.1 As descontinuidades mais notaveis do interior da Terra

A primeira descontinuidade desettada na Terra tor o limite crosta manto, encontrada pe o sismologo agosayo Andrija Mchorovick, em 1969. Computan do os tempos de chegada a vários observator is suas oncas samicas de am grande terremoto occirrico Croácia, Mohorovicio vertifeou que a velociolale en sens climente ma or para distancias an epicentificial periores a 200 km. Explicou a di rença supondo que, a protundidade de cerca de 5t km, haverra uma brus ca variação 648 prepriedades elas teas do materiaterrestre, Esta e a descont nu dade que separ el crosta do manto que, em namenagem a seu descobridar, pes ou a ser chamada de Molio. Seconos boje que o Moho nac esta a prof nd cade constante por toda a Terra mas a ceres de 5 s semanas areas ace anicas e a 30 % km nos confinentes, y grando com

Quanto mais penetram na Terra, as ond, s sism cas vao sencilicendas em conservatorios cada vez mus distrintes do epicentro (Cap. 3). Infireranto, ha um zona de sombra entre 13 e 144 do feco sismico. Cap. 3), que foi interpretada como sende cevida ao nacleo, por conta de propriedades maito diferentes daquelas do manto. A interface manto a cec, se descontinuidade de Gutenberg situa se 12, 00 km de profundidade, anohe indo que o manto form. 83% do volume da Terra. Estucando as ondas 5, que são transversais, verificos se que cais tro se propigi am no núe co, o que levou à concais inde que impaez do material e n. la, ou saja o mero a liquido. 1 (g. 5.1).

Examinando os sismogramas com mais deta ne, ve inficon se que apareciam algumas ondas, de ampinade mano reduzida na zona de somora que não era con o, uma zona de completa sombra. Em 1936, a sismologa dinamarquesa Inga Lehman concidia que o parte interna do nucleo era distinta da parte externa, com

tet a da, es de propagnet das ondas P maito mato res, cand corrae i — mais que apareciam na zona de som sta. Sa em se soje que o miclen interno começa i aprostin damente à 100 km de preti ne dide e que nels se propagam não se as ene is P mas também en das Saje, ce no ja vi nos, são ondas ir asters us, o que significa que o materia constituinte e solido. Ven tre se, portanto, es e o nue eo e composte por ema parte externa case e liquidade um parte interna, solida

5.2 Modelos de Estrutura e Composição

Contracesenvo y trento do rede atemegratica timano al el dos arcosans au observaca el el adal se for un encon il dis novas interfaces el zenos de trons cao no metre el terrestre, mostrande que a crosto o manto el viole osfo com un sorete il geneos. Partindo el as selo ele ides sismicis, el colo un se as densidades das cambatas principais el de sur sociolisticos, para em se zenda buscar il denuficação das rochas presentes nessas camidos.

5.2.1 A crosta terrestre

Pira deungeras partes di crosta attiilmunt, mais mofaneas, a forain to as similare is forth mosqueari is come may continentes. Os gustos de tals sinciens sio mallo altos, e e necessalo scar putras evidencias diretas para controller is mode os abridos atrates cas ondas sismicas. Dentre as rochas expos as the superate end is continenescapei nitrimi se aesde as tiledas sed mentares poaco os não deformacas ate as rechas metamorficas que torre a service des a como coes de terriperatura e pressão e arresporte entes as da crosta internediaria so probanda a nus de 2. km. Pocem estar presenes, tambon, rochas platomias que ers alwamm on nivers crust is desde rasos (3 km atc profund is Timo as roch is meramorfic is como as pictoricas estat expostas afaitamente pela acao combinada das forças georicas informas que, entre outras co sas, são responsaveis pero soergiamento das cadelas montannistas. Cap. 6), e das forcas geologicas externas, como neros o, que contribe para o resignate cais in ortanhas, com a exposição de rechasicada cez mais portundis. Cap. ?

Fishes mesmas time is gui regicts suo resilissanti pela colocação, por sobre os continues, de seu continues de creata ocuan ra crimiteos de on litis a pela explicit superior e commenta de portes de cros com neutral profunda expenda de alternarmente frascam na vertra. Observações diretas desses friguentas em stais acom tem a tienta e al dos milideos sismicas.

A crosta continental present espessara near vinave desde cerca de 3t. 4t. km m. s. te. c. e. s. smit. t. mente es a e. s. ma. s. ant. as a s. c. erát ms. t. C. 5t. km m. s. c. c. s. Asia e os. Andes de Amenca do 5 t. A cide tela s. n. c. mostra que, e n. egans as regiões crate ancas, constituenta esta cay deca em du s. p. m. s. ma. ores e. descontinuidade de Contad que assure, c. n. g. m. almente das velocidades sismicis com , pro u. d. c.



CROSTA

Fig. 5.1 Februti, na interna da Terra la modella ciassida di primeira ordem lem callida. Le concerni cas labrida a partir das velocidades das andas sistemas. Mantem se as divisões na devida ésca a lexceta para as crastas e a zono de balka velocida.

de e que separa, portanto, rochas de densidade menor na unista superior de rochas de maior densidade na crosta intenim (Lig. 5.2a), enquanto as posetivações direiros sugerem que uma divisão em três partes pode ser mais adequada (Lig. 5.2b).

O modelo geotisato para a crosta oceânica sugere a presença de tres camadas de rochas sobremanto. Eg. 5-3a. Programas de sondagens do assoalho. re, i co incluiram alguns furos mais protundos que penetraram ate em torno de 1,5 km, permundo, as sim, a ver ficação direta de parte do monelo geofísico. A camada superior (camada -), mais fina, apresenta velocidades sismicas baixíssimas e é composta predomin, iteme ite p ir sedimentos inconsolid, dos. A imaga intermeciaria (camada 2), de velocidades sismicas mais altas, no a rochas vulcameas maficas re ativamente ricis em minerais que contém magnesto e ferro, no topo e diques subvulcanicos máticos na base. Infere-se que a camada interior (camada 3, deveser composta por rochas plutonicas predominante. mente maño is. Abaixo da camada 3, ocorre o manio superior, as veze den immado de camada 4. Contra na se essa inferência nos et ol tos (1 g. 5.3b), que demonstram une a camada 3 e formada por rochas nirusivas mañcas a ultramido si, mono ricas em minerais de magnesi o e ferro. La anipla variação das espessuras das camadas e, consecuentemente, da espessura total da criista ocean ca. Enquando a croista ocean ca media apresenta espessora total em torno de 5 km, no Oeste do Oceano Pao Teo encontram se a guns platos oceanicos nos quais a espessora di criista oceanica alcança de tres a quatro vezes a espessora media.

5,2.2 O Manto

O manto superior situa se abatso da descontina dade de Monorovic e até a primeira di se escont nuidac es mantelicas abruptas, que se mantes ta a uma profundidade de cerca de 400 km (Lig. § 1). No manto superior, a densidade, geralmenta es pressa em valores para pressa a zero pil varia desde

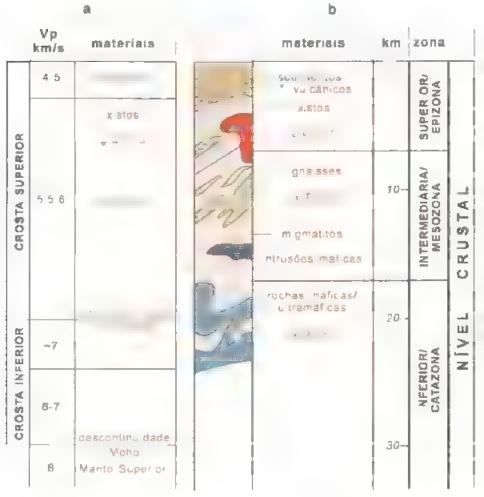


Fig. 5.2 (a) Estrut ra da crosta finenta em regiões cratôn cas ou e ram geologicamer le estáveis durante longos penados de tempo ate os dias de ha el sugerida no as ve ocidades de control duas partes a similar crosta super ar, com rochas de Vina el chas
(b) Estrutura da prosta continen a sugenda pelas observações de seções

ferentes. É importante notar à presença das rochas igneas indicas a ultramáticas na mesazona e na catazona demanstrando a contributição da intrusno de lacitas igneas o or nação da crosta con nental. A sismologia ditir mente dis i you as rochas máticas greas das maticas meramo finds ar buillos.

If kin Dentre as rochas terrestres connecidas, san as of ramaticas ricas emornina magnesiana (MgSiO) emprosentos MgSiO e (MgSiO) que apresentam densidades adequadas a estes parametros. Tabela off britire o Micho e 1400 cm de profundadae, a velocidade de propagação das indas sismicas nas regices oceanicas e em pitres das regiões continentais sofre una cita dim naticalo com alimento da profundada de 1 ssa zona os camada recebe a densimira o da zona de baixa velocidade.

l m contro c adicional sobre a pri vave, composição do manto superior é dad i pelas rochas máficis observadas na superibbe terrestre, el a origem se da

predominantemente a . A petrologicosperimental demonstra que, para niminto superior poder produzir estas rochas mañcas, as rochas nele presentes são, com iniuor probabilidade, o peridotito ao sina + piroxenio, ou o eclogito granada + pir oxenio). As densidades dos minera si presentes e as velocidades Vijuas rochas são apresentadas na Tabela o .

As rochas se fundem ao longo de om determinado interva o de tempera tara, uma vez que san compostas por visios milierais que passuem, por sua vez, fatxas de temperaturas de lusao diferentes. A temperatura de mucio de fasan - o primeiro aparecinent i de aquid > de cernuna o soudio da rocha, que depende da pressão vigente, entre harros fatores (Quadro 11 c F e.5.1 A curva du solidos da rocha peridotiro alimenta de medonão linear com o aumento da pressão e da profundicade na Terra. A tempera ura, outro parametro importante, tam sem nancota de manero nacolino

, acomp inhando o aumento da profuna dade. Chama se de **geoterma** a carva que relaciona a temperatura vi gente a ama determinada profundidade n i ntestor da Testa

I possivel experimentalmente com parar os provave si termatos da curva dissolians e da guoterma. Eig. 5 s. N. i fica se que a temperatura do *solians* e saperior a do roterma sob presse es baixas e altas. Nessa situação o aianto permanece se ido Por outro no no no esta tempe tura da geoterma excede a do *soriais*, o manto dos ficar incipientemente fundido, num intervalo de protundidade que corresponde, aproximadamente, izona de baixa velocidade definida pe as proprietados sis micas. Estima se que a quantidade de líquido presente nessa zon seja pequena, em termido de 2 no maximo. Esta quantidade de líquido, no em uno, e sune em para tornar o manto mais plastico e mele do que o manto so trejacente quando se considera a escala ditempo que o gie o



Fig. 5.3 (a) Estra uta média da crosta aci in co sugerido pela velocidade das ondas P, com base em a versas pertilagens sismicas. Ra It, 1963. Nota-se a gilanue variação de espessuras das camadas. A partir das velocidades abservadas lé possive, propor que a camada 1 compõe se de sedimentos, a imada 2, de vuin il as porosas com proporção pequena de sed il titos a camada 3, de rochas máticas matiças e a camada 4 de rochas ultramáticas.

(b) Estrutura da crosta oceán ca observada no ofici to de Ornã. Go la Pérsico (Li apard et al 1987. Nota se que lembara ha a correspondência entre as complisicões das camadas super ores, nos otio tos e possive distinguir rochas vultáriscas ma linguir si ocidas plutáriscas ma linguir si ocidas plutáriscas, com a sem estruturas de acamamenta. Mesmo que apareç i rochas vitramáticas i a sene acamadada, é possive distinguir as dos ultramáticos do manto de a tata daque as serem nao deformadas e cuaramente as livindas a ser e acumadada er qua via estas são deformadas e metámotisadas, e suns com tipo de ser que via estas são deformadas e metámotisadas, e suns com tipo de ser que via estas são deformadas e metámotisadas, e suns com tipo de ser que via estas são deformadas e metámotisadas, e suns com tipo de ser que via estas são deformadas e metámotisadas, e suns com tipo de ser que via estas são deformadas e metámotisadas, e suns com tipo de ser que via estas são deformadas e metámotisadas, e suns com tipo de ser que estas são deformadas e metámotisadas, e su no com tipo de ser que entre de ser que estas são deformadas entre de ser que estas são deformadas entre de ser possible de ser que entre estas são deformadas entre estas são deformadas entre estas são deformadas entre estas estas entre ent

e le désiduer às muillo indiretos cam o série acomodordo

5.1 Produtos minerais em laboratório

A petrologia experimental representa i ma terrimenta de estado mino importante para a investigação das partes mais i rotandas e incressiveis da Terra. Atraves de equipamentos especiais, nos cuais alcança i se alcas pressous e temperaturas correspondentes as condições vigentes desde a crosta ate o núcleo externo, estadam se pequenas e ingas experimentais cui as comprisações iniciais são conhecidas. Investigam se os produtos toritados apos e cal experiencia, conduzido a um determinado valor de temperan raje de pressão, e subseq enterneote restruda rapida mente ate a temperatura ambiental. Assam, de inficam se os minerais estaveis presentes e a presença ou ausencida vider que representa o aquido fundado proventiva to amado a temperatura da experiencia a cada filixa de presso e temperatura. A figura 5-sh apresenta, esquemaneamente, os resultados de experiencias destinadas e determinado do fundo de fusão (ou a curva do solidas) de determinada rocha.

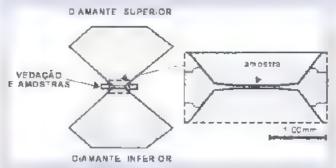


Fig. 5 4a A esquerda, às peças críticos da ceia de diamante, para alcançar pressões ultrafortes, da ordem de 1 Mb, equiva lente à pressão vigente dentro do núcleo externo. A escala refere se a essa parte do diagrama. Os diamantes são colocados numa prensa de alta pressão e, devido a sua forma cônica, agem como ampiadores de pressão. A amostra muito pequena (à direita) le aquecida por raio laser e aicança temperaturas do ardem dos 2 000°C. Pressões máis modestos são olcançados em equipamentos diferentes, que padem utilizar cargos experimentais maiores. Fonte Sia & McReath, 1984.

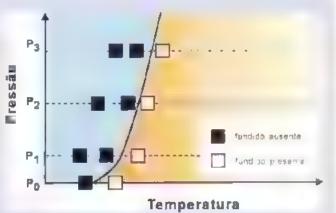


Fig. 5. 4b Gráfico esquemático dos resultados de experiências destinadas a determinar a curva da solidus de uma determinada rocha. A presença de vidro na amostra quando fría implica que ríquido esteva presente na carga na momento da experiência a alta temperatura.

5.2 Rochas vulcânicas como sondas naturais

Ou o nicro nareto de estadar a possível e imposição das camadas anteriais do pervete e investe situação dos arraneados per magnar regido e core procezido pela tesa pareida, e rocais das pareidas de condeto magnar e roca qual o magna, ascende. O magna transporta os fragmentos até a super octorial se se diferentes dos necrais que exportanção do regido, as fragmentos el aman se da xenólatos rocas estrenhas. Também são charadas de nodulos pelo tomico recibilidade e esterido. Dentre as informações e de estret defalhado de effermin de fragmento pode fornecer, podemos citar a pressão de sua origem e, consequentemente, em que camada terrestre e trosta, manto e ele foi originado. Alguns tipos muito especiais e exóticos de tochas vulcanicas (por exemplo, es kimberlitos) são portadores de diamantes, cuja pressão mínima de formação corresponde a varias dezenas de sm., pertinto, destro de manta. Alaitas vezes, os diamantes entem sequen sina esces de mineras cue pocam represe tar os a neras presentes a manto na região de formação cos dem ntes. As tocas alcanicas representam pertanto sendas naturais da cresta e de parte do manto sipendo. A linio e poca e noda es a tramatio os são encintridos em rochas valeanicas incluindo se pende tra e ecogia, esperacios e aforces dados sisminos Comparativamente e sino e los pendanteos são más atandantes que os exilectes a a diversidade dos nodules de no nistra que o manto superior deve ser neterogeneo compos com mes as diversidade dos nodules de monstra que o manto superior deve ser neterogeneo compos con em se a diversidade dos nodules de monstra que o manto superior deve ser neterogeneo compos con em cara diversidade dos nodules de monstra que o manto superior deve ser neterogeneo compos con em cara diversidade dos nodules de monstra que o manto superior deve ser neterogeneo compos con em cara de contra ser de compos con em cara de contra de

le descer através da crosta e do topo do manto superior, portanto, passamos de uma parte rigida, acama da zona de baixa ve ocidade, pata uma parte plástica dentro da zona de baixa velocidade. A parte rigida que inclui crosta e parte do manto e denomina da litosfera, enquanto a parte dúctil é denominada astenosfera. Na mesosfera abaixo da zona de baixa velocidade, o manto, a despeito de sua mais aita temperatura, que pode o torna ro mais plastico, esta submerido e aima pressão mais a tarro que taz com que seja nova mente pouco plastico e otalmente so do.

A gent sua revela que nama zona de trans ção no in ervalo de aproxime mente 400 a 600 km (lag. 5) ha algumas descontinuadades, can eterizadas por pequenos namentos de densidade midos ou gradativos que pode in ser causados por madanças na composição cumica do manto para amb compos ção em que ambia outro elemento de maior peso atom co (por exemplo, o ferre) começa a predominar sobre os ou tros elementos de menor peso atom co (por exemplo, o magnesto), Igualmente, a composição quimos pode ser mantida, e os mineras madam de estruturas cristadas menos densas sob as pressões relativamente menores

Tabela 5.1 Densidade de a guns minera s e velocidades de ondos primárias em algumas rochas

Mineral ————	Densidade, g/cm
Quarto	2,65
Feidspato potassica	2,57
Plagroclásia	2,64
Olyma mogresiana	3,3
Cl nop roxênia	3,3
Ortopitoxénia	3,4
Granada	3,6
Roche	V _p (km/s) ——
Granito	6
Gabro	7
Pendotito	8

Os tiés prime ros minerais são as constitutes essenciais do gran to, rocha comum na crosta continenta. A alivina mágnesiana e a clinópiroxen a são minerais essenciais dos jabros que formam parte importante do crosta aceón co. Esses do similie ais, na sia artopiloxen a ela granada, compoem a pel dot o

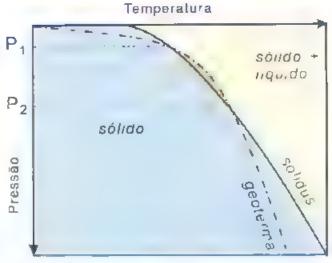


Fig. 5.5 Diagrama esquentático mos rando os forma us da georerma e do sondas de perido ta, e a aixa de pressões (Pi a Pi, ande deve acorrer a fusão parcia il em aran a). No protica o topo dessa zona de baixa velor dade deve ocorrer em de 75 km de profundidade il bios preanos, e a il 50 200 km sobilas confinentes. A espessora da zona de uaixa velor dade deve a conçar em forma de 200 km aboixo di il o adhorale.

do manto superior para estru. 1º mais densas devid - as pressões materes -, o topo do manto intener, atraves de transformações polamorticas ou teações de decomposição promovidas pela pressão sempre crescente quanto mator for a profundidade terrestre.

Atraves da petrologia experimental, demonstra se que, nesse intervaio de grande protundidade, os mperais presentes no topo do munto sapenor fornam-siinstaveis e são substituidos por outros mais densos, Por exemplo, a olivina magnesiana transforma se su cossivamente a 400 km e a 5500 km em polimortos B e γ spectivamente, que mantem a formula (Mg. Fe SiO, porém adotam estruturas mais densas, commenor espaço l'ere entre os tons constitaintes. No mesmo intervalo, os piroxémos tambem adot im . traturas mais densas. A ~600 km, a fise ol vina y decompose se, formando Mg,Fe)O e (Mg, Fe 5tO) com estrutara densa, adotada também pelos piroxenios. Todas as transformações e tadas são acom panhadas por aumentos das densidades e das velocidades de propagação das undas sismicas, praticamente idénticos aos aumentos observicos s sm camente

Acredita-se que, desde 650 km atriem torno de 101 301 km da descontinuir ade de Gute iberg a 7,900 km de profundidade (Fig. 5.2), o manto infentor se a composto predoministremente por sil catos ferromagnesianos cum estrutura densa e, em meno

quantidade, por soto tos cale o aluminosos também densos, sem como bados de magnés o, ferro e alumino. Tendo em vista o grande volone do manto interior, a perovisida ferre magnesiana, mineral miato ne un monta e chas crustas, deve ser o silicato mas abondinte da Terra.

No see in ervido de 16/0 a 5/26/8 26/8 km, a densidade pi devidamentar desde cerca de 4/1 g/em itte perto de 5/0 g/em. I staid is recentes e anda con movers is sugarem que pi de haver neterogeneidades importantes no manto inferior, conduzando à presença de deminios em mãos distintos separados por uma superificia i istante irregi ar, e na pri tundidade pode variar desde 1.60% km ire a descontinuidade de Guten erg

A zona chure 3,600 e 200 d kim, aproximadamente, presenta pre precidades sism cas anoma as e variaveis. Jatito i zona de barsa ve ocidade, essa zona inferior mora, denominada de D', revel, uma dimanaci dis valocandas simicas com aumento de profundidade. A origem e n niceza da zona D'' c 🕠 do especimativa. Pe de ser uma zona berdoda da epora di aglatic quo da cera embora cafici maginar. como ficou proservada dura no as fortos segregações. nictors que ocorrer mil pode representar uma zona mile se aci mil am boly ies ce material gerado antenorments, a profund Jades bem menores e em vias de recre agent dentro da Terra,pode incluir material libe de donceleo, oc pode representar material de manto. nterior, decomposto para a forma de ox dos dens is. Esam os recentes demonstram que essa zona pode ter superfices superior emferior irregulares, e que as por

tes ma s'espessas podem reumalar se em yolames cajos

tamanh is asseme him se gos dos continentes na cros-

5 2.3 O Nucleo

Os acmentos da de is dicie e da velocidade Vil, no atravessarem a descontinuidade de Contenberg, são mento grandes e não podem ser gerados por transfor nicres polamoridas dos nateriais que compô em o minto inferior. As dens dades ca culadas para o minero oferior. As dens dades ca culadas para o minero oferior. As dens dades ca culadas para o minero contentes tre deixam poucas duvidas de que seja composto predo nimitemente por uma liga menera de terro e niquel, hipotese corroborada pela planetologia comparada e pelo estado de meteoritos. Entretanto, a densicide pledo esterno na descontinuidade de Cictenberg e um pou el menor do que 10 g. cm², intirior à densidade de la nicionada de contentada para o nucleo externo na descontinuidade de Cictenberg e um pou el menor do que 10 g. cm², intirior à densidade de la nicionada de meteoritos de menor de que 10 g. cm², intirior à densidade de contentada para estas ligas. Consequen

to not cliacredita so que a liga deve true rporar algun elemento de número atômico baixo, cua presença rese te num diminute orda densadade. Os eme datos gi sageridos são sarios, com o hidrogenio, oxigenio, se dio, magnesio, envotre. O nucleo interno, sol do, deve ser complisto pela liga ferro aiquel, ama vez que su i densidade corresponde a densidade calcolnea. Contales interno deve crescer lentamente pe a so te fre ção do nucleo externo. Estados recentes sagarem que o nuclenterne asseme to so a em enorme eristal a usa tropica. que permite uma velocidade ligeramente mi or is incass smoot spropagadas na directo N.S. O nucleo interngra com velocidade materieue, con us o lo paneta e que segene que os ma spoca an enor todo plenera gir se com major rapidez. Por estar solato med necimente d) resto de planeta pe e nucleo externe betreo, e la electricing manten san velocidade

5.3 O Calor do Interior da Terra

5.3.1 Origem do calor dos corpos do Sistema Solar

Como visto no Cap. Los corpos do 5 stema Solar, desde os meteorites né os grandes ponetas, teram tornacios pela agregação de concensados de macrilloriginal, em precesso obamado de acresção. A energia cinetica do impacto dos fragmen os acretados cabe a se transformando em calor, que e evolva emperatora do corpo alor.

Uma segunda fonte de energi, l'étroica fi ram entissoci de atomos radioans os que constituiram a materia prima angina. La energi i de particul si unforonsiam, en se transforma em cali ri l'sotopos de meta vidicurta inveram papel importante no ancio, mai si cos sotopos cauci ativos de elementos e ano o urimo, o tomo, o radio e o potassio, com metas vidas da mesma ordem que i idide do Sistema Solar, que contribe em signitica vamente para manter funcior indo as máqua nas térmicas responsaveis pe a dinâmica internacios planetas.

O calor gerado em ambos os processos depende da quanticade de material e, portinto, do villeme de corpo, os corpos maiores, como os planetis, devem ter gerado maior quantidade de calor. Por outro lacis, parte do calor co micriar do corpo, chegando a superticie pode ser intaliada para o espaço. Esta perdi de calor e portanto proportio na, a supertica do corpo

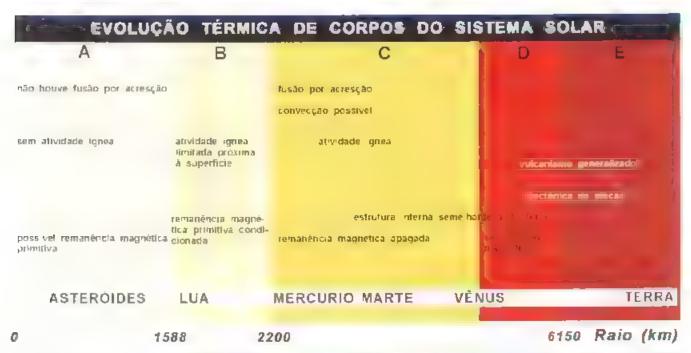


Fig. 5.6 A relação entre a tamanh """ so de la compositiva de sub evolução de rendo Vulcan upi do na superficie de magin i en transfer en en entre pos moy mentos dos seguinos da itasfera e é discultada na Calife.

A Fig. 5.6 lustral di crentes tenemenos que ocorre ram para as ere des, a I da e os planetas terrestres, em tinca el describidos en tamanho, ou seja, da energia com ca disponivel.

5 3 2 O fluxo de calor do interior da Terra

I radacao solar e a major responsavel pea siferalcia rrem na superficie da Terra e na innostera. I incluito, a poucas dezenas de centime ros de profundiciale da si perficie sobs efettos diretos sobre a temperatura terrestre são praticamente despreziveis e o amento de temperatura que sentimos ao descermos no nicio ricie em impa, por exemplo, e somente devido ao fluxo de calor do interior da Ferra. O fluxo geotérmico ti tal corresponde a uma energia de 1,4xl. pauses por ano, que a mento na pido que outras percas de energia da Terra, e a la da desaceleração da rotação pela ação cas more (10° por es por ano or como a energia lheracia pelo terremotos. 10° por es por ano). A energia para processos como a movimentação essencia mento horizontal da brosfera por se tre a astenostera. O como a geração no campo ge imagnet co deste provino tomo, do caser da Terra.

O thax i genterm en atraves de uma camada ca terra e definido como o prod to da variação da temperatura com a profundidade (gradiente geotermico), pela condutividade térmica das rochas caquela camada. Para merillo, e necessori portanto, connecer as variações de temperatura

Dependendo da composição, idade e natureza do material da litosfera e dos processos que ocorrem abai vo dela, o fluxo de cada vana com a regiad da Terra. A Pig. 5.º Justra valores de fluxo geotérmico obiodos para areas com diferentes area com geológicas. A Pig. 5.8 ilustra um modelo de distribuiçan gielal do fluxo geotermico, proposto em 1993. De acordo com este modelo, as regiões de fluxo térmico mais elevado es tao associadas ao sistema de dorsais meso-oceanicas. Aproximadamente a metade do fluxo total de calor da Terra e puntida no restriamento de litos en escurio de idade cenoro ca (menor do que 65 Ma).

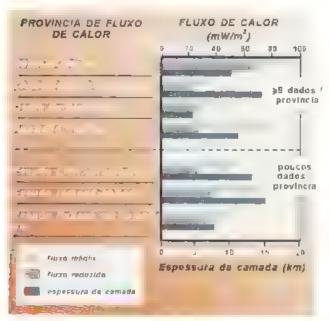


Fig. 5.7 Fluxo de calor médio, fluxo reduzido e espessura da camada que produz da or afraves de radiadividade em vários provincias de fluxo de caloi, segundo Vitorei o & Policiki. 1984. O fluxo de caloir médio é a media de medições em cada área. O fluxo de caloir reduzido é o fluxo constante que vem do manto e crosta interior passando atraves da crosta superior. A espesiva da camada e a espessura efetiva da crosta superior. Os exemplos i cilium (il regiões com oriente voo de calor medido e reduzido. O exemplo do provincia Basinie Range é do O este dos EuA, numa região em que a crosta esta bastante renorta da por tainas e onde há vu conismo recente. (il regiões com torie fluxo de calor medido e baixo luxo de cator reduzido,

crosta superior basiante espessa, os exemplos são da Ausirália centra e do Escuda Indiano antigo com rochas re lativamente antigas. Il regiões de fluxos de color reduz dos com crosta super ar de espessura vanável, os exemplos são do Canada, do Escudo Indiano muito artigo e do Oeste da Ausiria a Delum modo gera la fluxo de calor, medido ou ete I voi lende a diminuir com alimento da idade geológica e do dia ela Olescudo informeo bios le rolapresenta características tem cas condizentes com sua situação geológica e dode não muito antiga.

5.3.3 O transporte de calor e as temperaturas no interior da Terra

O transporte de calor so intenior da Terra scorre por dois processos: **condução** e **convecção**. A conducao é um processo mas iento, com transferencia de energia de uma molecula para as vizinhas. Acontecnos so dos e, por isso, e importante na crosta e la isfera

A convecção e um processo mais rapido e of ciente, com movimento de massa, que ocorre nos flui, os quando o gradiente termico excede um certo valor, chamado de gradiente adiabatico. A convecção acontece no nacleo externo e também no manto por que, embora ele se comporte como so do na escala de tempo da propagação de ondas s sinicas, noma escala de tempo geologico, comporta se como um aquido. A convecção no manto e essencial para explicar o movimento de placas recionidas. No nue co externo, e a convecção que provoca meyimentos ra usas do fluido condutor, permitindo a ação das torças de Corio is, essenciais para a geracia do campo magnético terrestre.

Nesso conheciment i direto sobre a temperatura limita se aos ilados oblidos em furos de sindagem na crosta, onde a variaça i da temperatura com a protundidade igradient, termico, alcança de 30 a 40°C por qualimetro. E claro que, se estes gradientes continuassem com o mesmo vator para o interior da Terra, as temperaturas proximas ao centro seriam tão altas que todo o material estar a fundico. A sismologia in orma contudo que o ne cleo interno é solido.

Reunindo dados sobre densidade, parametros casticos e limites entre diferentes fasas, atraves disismologia, variações do campo magnético da Terri e informações sobre seu mecanismo de geração, do geomagnetismo, a distribuição de densidades, a variação da pressão e a massa total da Terra e a possível distribuição de materiais radicativos, e um os valores de fluxo termiço, elaboraram se modelos de variação da temperatura no interior do planeta.

A Fig. 19 mostra a curva proposta por um desses modelos, indicando a vanação da tempe crura o modelos, indicando a vanação da tempe crura o modelos, indicade (geoterma). I mostrada ambem a curva de variação da temperatura de fusão do material com a protundidade. A temperatura de tusão muda com o tipo de nuterial, como na interface minito-nuccio, mas muda também com a pressão, como hastrado na interface nucleo externo-nucceo interno.

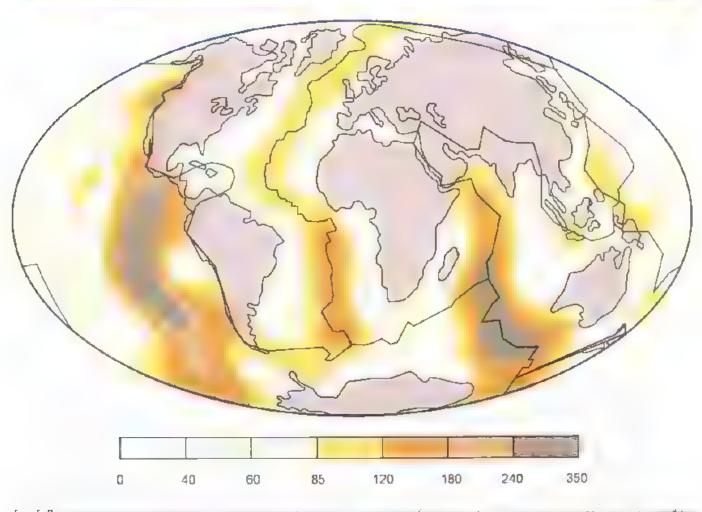


Fig. 5 8. In the contract of the mistage of the composite party contract of the mistage of the superior terrestre (Cap 6) que included as dorsals meso-location cas, composite party coembs at vasion of the contract of the mass as embrance entraction of the contract of th

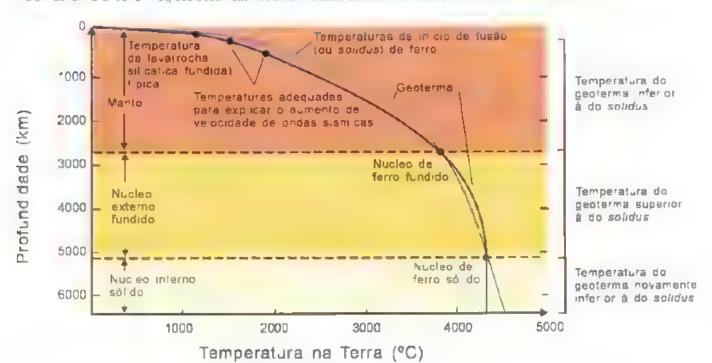


Fig. 5 9 A relação entre a geoterma e o solidus de liga de terra

Fino crante notar cue and, ha muitas davidas a respetto des valores aoso ctos das temperaturas y i genies nas partes mais profundas da Terra. Assim, estud is recentes sugerem que a diferença de empera un entre a bise de manto infenor e o topo do nucleo externo του seja, na intent. Emplo nucleo pode fi tar na casa de centenas ce "Care talvez 150 f.C. Esse umen o de temperatur. É rapid le de el ser acomodiale pela zona D". A temperatura dentro do nucleo externo pode ser da ordem de 6.0.0°C, ou se o de oi 0 a 1 500°C mais quente que indicado na Fig. 5...

Atacata, se que o nucleo esteja se restrianda, com consequente aumento do volume do nacleo interno. Calculou se que om aumento da ordem de 25mº por segundo, embora imporceptival para detecção pela Sismiologia, poderia ibertir 2x o livatis, na forma co or itente, e se to tea imque seriam susta entes para manter o dinamo que gera o campo germagnetico.

670 km e de 673 a 2 870 km

Analmente, com a rede munital composta de ecu tenas de estações sismo, gicas distribiidas pelos continentes e i has, e possivel estudar como cada esticac recebe as oneas emilidas por milhores de terremotos, que ocorrem predominantemente em determinadas tavis muito ativas. Aplicando se os principios da tomografía, ar lizada na Medicina, para a ana - obtem se distribu ções tria mensionais das velocidades mostrando que, alem das variações com a protene de de, ex stem consa erayers yanações latera soación include interior da Lerra Para Justiar estas diferenças, cola 5,10, de um trabalho pieneiro publicado en 1984 per Whodbause & Dziew aski mastra anomal is no a reto superior, atc 67 km de profundidace a no mintinferior, entre 670 e 2.89 km. A figura mostra, por exemplo, velocidades sismicas anomalamente actas em regi jes do manto abaixo de confinentes como Anierto. do Sul e Africa.

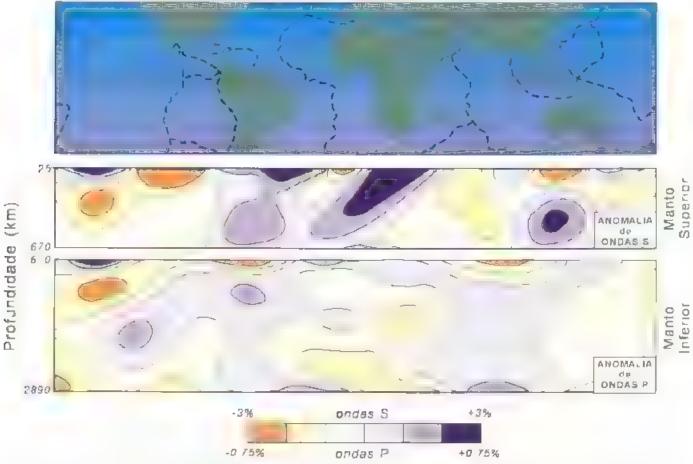


Fig. 5.10 Mapa la distributado dir l'internies superior le seções sismicas famografici do manta em pertis equator a si para ondas 5 na manta superio i, internied à rial, el para o loas Pina manto interior (inferior), segundo um estudo plone ro de Vroadhouse el Dziewonski (i. 984). A linho trace ada no mapit superior indica as do sais meso-buean cas (Fic. 5.8). Mit er a die tra simite las la dos sismicis com ma orivisió adade portanto mais denso el mais fina, el representada em roxo. Esse mate la deve afundar atraves do materia interios denso do seu redar. Em contraportida, o materia com velocidades sismicos menores portanto menos denso el mais quente representado em verme ha deve es ar em ascensa. Os bracos ascendentes e descendentes constituem portos de celulas de convecção de materia dentra da tarro em que o color interna circulians porte de mule la Nola se que, nesse estudo inão na sempre uma carrespondência perfeita entre as silvidos.

A interpretação dos resultados da tomografia sismicare acionnas zonas com velocidades sistuacas majores normal com zonas mais densas e mais fitas, en anto is zonas com velocidades sismicas menores são a como cas menos densas e mais quentes hasas maiores são institucis, o maior al mais denso tende a ndar, enquativo o menos denso tende a boiar. Atra do modelamento númerico dessas situações é vissive denicios en que a materia, mais trio pode constitur vandida has avalanches muito lentas dentro de manto, que atandam desde o nave, crustal ate o maito

transicional ou mesmo até a descontinuidade de Gutenberg. Alem disso, ceve haver ressergencias e maierial quente e menos denso, ascende la cidace a descontinuidade de Gretenberg, em direção a superticio Portanto, assum como a litostera está em movimento essencialmente lateral (Cip. 7), o interior da Terra con tem teclas de e inverção em que o miterial está em movimento essencialmente vertica.

⁷ Tech colem que se utilizam equações que re conhecidos para determinar os valores de vanaveis di

5.3 Modelos de circulação do material

A camente a maior parte discosta estrutura mossa apenas. Quanto mais se investigam os detalhes, mais se perte o que, o perposta a estrutura mossa apenas. Quanto mais se investigam os detalhes, mais se perte o que, o perposta a estrutura mossa a ocua a estrutura mossa apenas. Quanto mais se investigam os detalhes, mais se perte o que, o perposta a estrutura mossa a ocua a estrutura mos e investigam os detalhes, mais se camadas estão em movimento. Em determ nadas partes da Tetra, esse movimento restringe-se a uma actormo, e i comacia, e mo, por exemplo, o i mos especia a Por cum maio e i o mos movimentos podem abranger todo manto, desde o superior até a zona D° hisses movimentos têm como origem a preserve, e materia mais fai e mais dense, que ende a autoria, e de accida na equalidad no esta que abrangem todo o manto demora centenas de malhões de anos

A lag. 5.11 mostra uma sinuação da situação atual dentro da Terra. Material frío em azul (Eig. 5.11a) esta atual en esta en entre do la factorior. Por octro en emater dejente em come no lag. 5.11b também ascende a partir da interface manto nucleo em zonos que na superficie terrestre correspondem proximilationne, original social esta en esta esta en




Fig. 5.11 Resultates de simulações por computador da circulação de materiais fino (a) e quente (b) dentra do manto. Fonte Pinto es Cantorna institucional.

Leituras recomendadas

- ASSUMPÇÃO, M. S. Terremotos no Brasil Ciência Hoje. Rio de Janeiro: SBPC, 1983.
- JFANLOZ, R. & LAY, T. The Core-Mantle Boundary. Nova York. Scientific American Publishing, 1993.
- LAY, T. & WILLIAMS, Q. Dynamics of Earth's Interor. Geotimes. Alexandria, VA, EUA: American Geological Institute, November, 1998.
- PACCA, I. G. O Interior da Terra. Ciência Hoje. Ro de Janeiro: SBPC, 1983.
- POWELL, C.S. Peering Inward. Nova York: Scientific American Publishing, 1991.

FECTÓNICA GLOBA Colombo C. G. Tassinari

Terra e um planeta dinâm co. Se fosse foto tada do esprço a cada seculo, desde a sua for nagar are hore, e estas fotos compasessem um time, e que veriamos sena um planeta azal se contorcendo com os continentes ora col endo, ira seat stando entre « Atua nente, acreditamos que 3 li ostera, erresire e fragme uada em cerca de ama daeta de placis, que se novem por razoes não muitoemprecedidas mas experimentes rua se no ment y Placas, são crientiales nas dorsa s meso oc iteas e so se chocarem provocam o mergulno da placa talis densa soo a opina e a sea et nsequente reforno. · manto. A constatue o da existencia das plucas tedicates acu uma nova roupagem as antigas idelas A. Deriva Continental explicando satisfatoriamente mait is das grandes ferenes geniogress da Terra, como is grandes condition to the best section of the sec des, crespondendo a questões, por exemplo, sobre as achie itrigoes dissismos e valenes, taats on sobre as rouhas que l'estre la nino fundo dos lecanos e esticno topo de grandes cascias montanaosas, como tos Emanas. A Tectorica Gobal on Tectorica de Piers e a chave para i compriensão da historia gen-- da Terra e de como sera o fatoro do plancia EBY CLE VIVERNOS.

Neste can tele sera mostrado am breve historico co dese vo vinicino da Teoria da Deriva Continental telebra e a moderna fectorica de Pacas. I anocimiento enfinivicos aspectos sobre a constituição das placas rectoricas, as caesas de sees movimen os, bem mo as feições fistegraficas e os produtos gerados a partir da eminimen destas placas. Acim disso serão distuitos os necean smos de crescimento dos continentes e a movimen aça i caes massas e mune na siatravês do tempo geo.

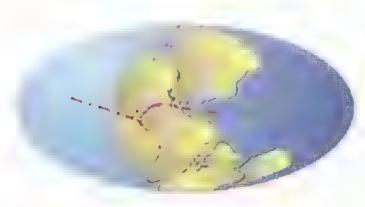


Fig. 6.1 Pangea e sua divisão em dois continentes **Laurásia** a none e **Gondwana** a sivilidad Mario a Tethys

6.1 O Surgimento da Teoria da Deriva Continental: o embrião de uma revolução nas ciências geológicas

A teoria da Tectomea la PI cas – qua revalue e nou as Grecciene as assim como a certa da Origen das I species modificou as Biocieneas e as quinis da Reatividad, e da Grivitação Universa inuciorarios mecitos da Física i nasceu quinco surgirimi os primeiros mapas das I obas das cos as a lánticas da America do Su e da Átrica izam 1620, Francis Bacon fosofo rigles, apontou o perteiro encaixe of tre es as doas costas e levante o a impotesc, per primeira vez instoricamente registrada, de cole estes confinentes es tiveram unidos no passado. Nos seculos que se seguiram, esta deta foi diversas vezes reformada, por refinirammente como gumentigoes científicas que los des em suporte teórico.

A organidate made Teet microte Placis coprene inicio do secul y XX com as idea y y semanay a pore co convencionais para a epicer on contavialema. Altred Wegener que se dedicava a estuces meteorologicos, astronomicos, gerfisicos e paleon alogiens, entre outres assentos. Negener passou grandes periodos de soa vid., las regues gel, dis da Groenlandia fazendo observações meicorologie s e ir siai ado irequen emente ativideces de peser sa com aventoras. Entretair i, stat verdaceira pa vão era comprovação de ama oca base ida na observação de am mapa mend ne qua as linhas e costa atlantica. arua sida America do Sulici. Africa se encalxariom como: um quebra exbeças gigante, de que todos os contmentes pederiam se agactinat form ado am un comegaconfinence. Part expited estas es decencias, Wegener anagmoa que os confinentes podería ne um dia, terem estade, untils a posteri irmente terrom sidseparados. Poucas ide as no mundo elembre, fora n rao fantaspeas e revolucionarias come est i

A este supercontinente Wegener denom nou Pangea, onde Pan significa todo, e Ger. Terra, e con siderou que a fragmen ação de Pingea terra mie ado na cerca de 220 mianoes de anos, durante o antesse o, quanco a Terra era habitacia por Dinessatoros, e nor a prosseguido até os dias nonse. O Pingea terra miendo a sua fragmentação dividindo se em dois cominentes, sendo o setentrional chamado de Languar e a justica de Candarana (Fag. 6.1).

Abesard, na steris do a primeiro nem sunten de seu tempo a considerar a existencia de movimen os torizon, us entre os confinentes, Wegener to o prineiro a pescolsar seri mente a ideia da deriva connaca al calinflacociar curros pesquisadores. Para sto procarbied desessione comprehense in sua coha, ilen da e i men encia en relas cibras de e ista atuais es commentes. Wegener enemetou algemas feiços geometric to the case of the a case to de montaphas ca Seried (Coma Amendo Sel, de arregio leste desc, que serio a conti no ção da Sierra de la Ven ma, a a chocorre cen a mesma directiona Argentia a oc anda ura plandrana Costa ac Martina, na Africa, que tema contribuid de no Brisil, Entretain y as evidencias mas impression into apresentadas pelo pesquisador

- · Presence de tosses de Cil issi piens (i po de innosper na primiriva, em regios da Africa e Brisa, en sinci offeneras se correlado navam perfeitamente ao se intracing occombinings
- Evidencias de clarenção, ba aproxima damente 3 fc. reclaem a presence de estrus radicam as cas arcches, color polar no hemistero Sules is no a mentes cas antegas ge ciras, sugerinam que, rapid, apour, grandes porçoes da Terra, sidadas ne nemisterio sal, este riun cobertas por camadas de gelo Tig. Cla., como as a e ocurrem hoje nos regiocs ne preside promo a la grapha neta estarra salamendo a cam clima gue al. Case iste fosse verdade, como explicar a ascheri de adeiras no hemisferio correcina a presença се grances В исмая, торіса s, cue teriam dado. origem nacuela epoca aos grandes depositos de carvaor I sic aparente paradoxo camatico poderia ser theil nente explicado, como mostrado na Eig 6.25 se is continentes estivessem junt is ha 300 Ma, pois peste caso a distribuição cas se eiras estana restrita a uma cilota polar no Sul de planeta, aproximacamen e a mole hare

Lin 1915, Wegener retains as evidencies que en ntre u para a suficar a teoria da Deriva Confinental. i que para ele ja senam provas e invincentes, em um At 1 depondentedo A organi dos Comos mes e Oceanio Intretanto, ele não conseguir responder a questoes fundamenta se como per exemplo. Que forças seriam capazes de mover os anunsos blocos continenta -Como uma cresta ne da como a continental deslizaria solvre unit outra crosta rigida como e scennea, sem que tossem que ma as pejo atri o? Infe izmente na

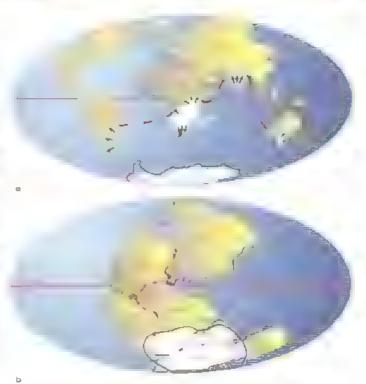


Fig. 6.2 a, Distribuição atual das evidencias geo 💎 as de exister. . c ras ha 300 Ma. As seras incominad in a di Muling no 1, a Stidesty de Brilla Selida Atrica. Inula, designeros b. Simuloção de como ser a adistrillución dos Jein Chisto da Nastra de No unidad. I seas est demais, que com os contisen est unos mistranto que est o inches su con-

quela epoca as propaedades pristicas ca astenosfera não eram ainda conhecicas, o que impedia W - o de explicar sua teoria. Em virtues destis importantes objecties colocadas priacipal nette pel is geotistees, o tyro de Wegener não foi considerado seito por grande parte do mundo científico. Com a morte de Wegener, em 1933, a Trona da Denva Continenta comecou a ficar escuecida, não e bitante ainda nouvesse icrititivas de algens eientistas em husear provis, que acabaram por descar ar a teles, una vez que nacconseguirm encontrar ama explicação legica e ace a ve de mecanismo capaz de movimentar as inicusas. nassas continent, is

6.2 Anos 50: O Ressurgimento da Teoria da Deriva Continental

A chave para explicar a dinamica ca Terra, 10 cm trano do que final os cientistas pensavim, pari esta " has rochas commentais, mas no lando dos oceanis. Na decida de 1940 derante i Seg nd. Guerra Vondial, devide as necessadades militares de local zigni alsubmarinos no fundo dos mares, foram desenvolar dos equipamentos, como os contres, ede permitira m

traçar mapas detalhados do relevo do fundo oceanico, muito distintos da planicie mon stona com alguns picos e planaltos isolados que se imaginava na epoca para o fundo do mar Surgiram dade as de monta nhas, fendas e fossas ou trincheiras muito protundas, mostrando um ambiente geologicamente muito mais ativo do que se pensava.

No tina dos anos 40 e na decada seguinte, expedicous e instituadas principalmente por pesquisadores das universundes de Columbia e Princeton Fl A mapearim o fundo do Oceano Atántico, utilizando novos equipamentos e coletando amos ras de rochas. Listes trabalhos perm tram cartografar uma enorme cade a de montanhas submarmas, denominadas Dorsal ou Cadeia Meso-Oceânica, que constituiam um sisterra continuo ao longo de toda a Terra, estendendo se por 84 000 km e apresentando uma largura da ordende 1,000 km; no ciso destas mentanhas constatou se a presença de vales de 1 a 3km, associació a um sistema de riftes (Cap. 19), indicando a presença de amregime tensional. Posteriormente foi constatado que ao longo da cadeia meso-occánica o fluxo térmico era mais elevado que nas areas configuas de crosta se anica, e que esta era uma zona de forte atividade s sm ca e vulcanica. I sta caucia de montanhas emerge na Isiancia, onde seus habitantes levam uma vida pacall, mas frequentemente afetada por sismos c via canismo. () mais amportante, porem, era que esta dorsal mesi, ocea uca dividia a crosta si imarina em duas partes, podendo representar, portanto, a ruptura nu a cicatriz produzida durante a separação dos confinentes. Se assim tosse, a teoria da Deriva Commental. podemi ser acera

Por putro lade, no final dos anos 50 e in co da deca, a de 1961 o surgimento e apert, o amento da geoeropologia perm tiu a obtençac de importantes informações sobre a je de das rocias do tundo ocânico, onde novamente, ao contratto do que se maginava na epoca, a cresta occanica não era e mipusta pe as ruchas mais antigas dilipia eta misapresentava idades bastante jovens, não altrapassando 200 milhoes de anos. Datacles de rochas valcanicas do Atlantico S. Lefetuadas no Centro de Pescusas Geocran Logicas da Universidade de Saci Paulo conimbairam para o estabelecimento do padrão de dades da crosta oceanica, no qual taixas de rochas de mesma dade situam se simetricamente dos acis labis o i dorsal mes i ocean ca, com as mais jovens proximas. da dorsal e as ma s velbas ficando mais preximas dos continentes, conforme illistrace in Fig. 63

O estudo do magnetismo das rochas (Cap. 4) timbem contribua para uma melhor con precissio dos movimentos da crosta continen il Estudos de paleomagnetismo revelaram que as posições primitivas dos polos magneticos da crea cinham mildido ao longo en tempo geológico em reil an as posições atuais dos continentes. Como era sabido que o em magnetico da Terra coincida com o seu excerotaçonal, os dados paleomagneticos poder am indicar, in inveside madancas en exo magneticos poder am indicar, in inveside madancas en exo magneticos poder am indicar, in inveside madancas en exo magneticos poder am indicar, in inveside madancas en exo magneticos poder am indicar, in inveside madancas en exo magneticos poder am indicar, in inveside madancas en exo magneticos parentes do estudo da crosta oceanida e de paleomagnetismo fizeram com que parte dos genis cos passassem a considerar uma deriva dos continentes mais seriomente.

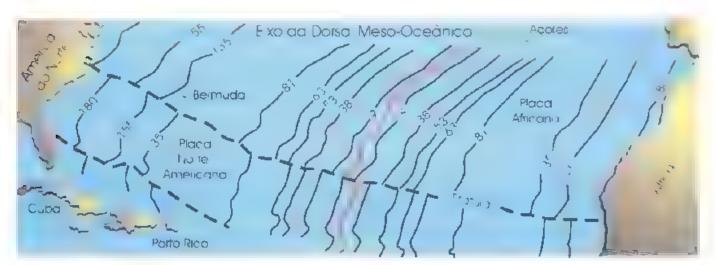


Fig. 6.3 Distribuição das Bades geacronológicas do tundo oceánico do Atlântico Norte, ande se abservata as dodes i em Majimais avens plás massa do sa meso-oceánica.

6.3 O Surgimento da Teoria da Tectônica Global

No final dos anos 50, estudos de magnetismo das rochas do fundo oceanico, tealizados na porção nor deste di. Oceano Pacifico, mostraram a iomalitis magneticis (Lesvios dos valores do campo magnetico em relação á media medida), que exibiam em mapa padrã i sinictricio bindado, com as sucessivas bandas indicando alternadamente anomalias positivas e negativas (Cap. 4). Em 1963, E. J. Vine e. D. H. Mathews, ambos da conversidade de Cambridge, suger ram que

bandas magneticas observadas eram relacionadas a bandas magnetizadas de lavas vulcân cas do fundo ocean co, geradas dura ute a expansão deste fundo e que guardas am o registro do campo magnetico ter restre na epoca de extrusão das lavas submarinas

Esta interpretação troaxe subsidios a tayor do concetto da expansão e o assou ho oceanico postulado por Hury Itess da Universidade de Et necton (LL V) no micio da decada de 26% quindo a atenção dos pesquisadores estava vo tada para o estudo de bacias cuncas. Loi neste centexto que sergia a inpótese de espinsa y do hando ocean co, pablicada em 1962 no tr.balbo de Harry Hess, "History of the Ocean Bisins" Com hase nos dados geológicos e geotásicos disponevets, este autor prepunha que as estruturas do fundooceánico estariam relacionadas a processos de convecção no intenor da Terra. Tais processos seriam originados pelo alto thaxo gal mitico emanado na dorsalmeso oceánica, que provocaria a ascensão de material do man o, oevido ao alimento de temperatura que a tornaria menos denso, contornic ilustrado na Lig. 6.1, onde se encontra representada uma célula de convecção. De acordo com o modelo de Hess, estematerial, ao atingir a superficie, se movimentaria latera mente e o fundo oceanico se afastaria da dorsal. A tenda existente na crista da dorsal não continua a crescer purque o espaço dervaco pelo material que saiupara formar a nova crosta oceanica e preencindo por novas lavas, que, ac se solidificarem, formam um novo traido eccimeo. A commandade deste processo prodiz na, portinto, a espansão do essoa no occanico. A Denva Confinental e a expansão do fundo dos oceanos seria y assim aina consequencia das correntes de сопуссско

Assim, em tunção da expansão dos funcos oceânicos, os contraentes y a arium como passageiros, fixos como placa, como se estivessem em uma estera

rolante. Com a continuidade do precesso de genea de crosta oceanica, em algum outro oca devena ha ver um consume ou destra quo desta crosta, caso contrano a Terra expandina. A destruiça i da crosta oceán ca mais anuea acorrena mas cha ir das Zonas de Subducção, que seriam lecais onae a crosta oceanica mais densa mergulharia para o interior da Terra até anugar condições de pressão e tempera um suficientes para sofrer fusão e ser (acorpe) ala novamente to manto.

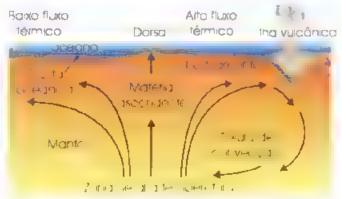


Fig. 6.4 Esquema de car en es de converção atuan es na dorsa meso aceanda

6.4 Placas Tectônicas

Como visio em cantolos antenores, o planeta lei ra esta reologicamente divid do em dominios concéntricos maiores, sendo o externo con satuido pela Litosfera. A parte saperior da litosfera e chamada de crosta e a plate inferior, mais interna, e composta portochas do manto superior, sendo que uma das diterenças principais entre elas e sua composição cuamici. A crosta da Terra e constituida pela crosta commenta que inclui predominantemente rochas de com tosação grandica e pela crosta oceanada, que contem rochas basalticas. As rochas crustais ocorrem sobre o manto superior.

A espessura media da crosta varia de 5 a 10 km para a oceanica e entre 25 e 50 km para a cominenta , sendo que sob as grandes core ilherris, como librada as, esta espessura pode atingir ate 100 km. Fistas camadas de crosta mais ama porção rigida do mante, superior sotopoista constituem a nostera

A litostera tem espessaras variadas, com uma me dia próx ma a 100 km. E con parti neriada por talbas e fraturas profuncias em **Placas Tectônicas.** A distribacao geografica destas placas na Terra e ilustrada na E g. 6.5

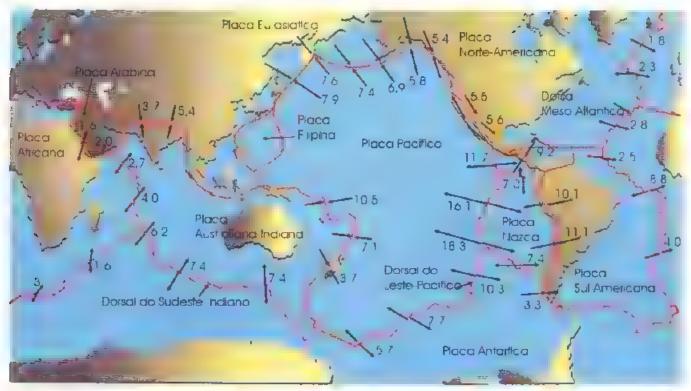


Fig. 6.5 Distribuição geográfica das piacas tectónicas da Teira. Os numeros representam as velocidades em em aito entre a piacas e as setas, os sentidos da may menta. Por exemplo la velocidade de 10,1 para a piaca Su. Americana indica que um ponto situado nesta piaca esta se aproximando de a gum ponto da piaca de Nazca a uma razão de 10,1 cm por ano

O imite interior da Litosfera e marcado pela Asteniistera que consiste de uma zona no mante superior, conhecida também como "Zona de Busa Veloc unde", por causa da cimina cão de ve ocidade das oridas sisancas P e S devido ao esado ago plastico desta zona, pois entre 100 c am de protuncidade (topo e base da astenosferats temperaturas alcançam valores proximos da temperatura de fi san das riichas mantel cas. O processe de fusão parcial micia se produzindo un . Tina petech luju da em como nos graos minerais, saficiente patra dimini ir a veloc dade das onoss sismicas. Desta torma e estado mais plast co desta zona permiti que a in ofera rigida des ize sobre a Astenosfera. erna teo possível o des ocamento latera, das pla-C steel are s

6.4.1 A natureza das placas tectônicas

As placas litostericas podem ser de natureza oceanica ou mais comi mente compostas de porçoes de crosta continental e crosta oceánica. Como exemplo deste tipo de placa podemos e tar as Placas Sul Americana. Atricana e Norte Americana. As placas de na areza e ceán ca podem ou nacone un

pequenos fragmentos de crosta continental, o que pode ser exempl ficiou pela imensa Pli ra do Pacifico, de natureza oceán ca, que contem um apequent parte da California, onde se situa a e dide de Los Angeles. De uma forma geral, as placas desta ni reza incluem somente crosta oceánica, a exemplo da Placa de Nizca.

As caracteristicas das crostas occinicas e centinentais são ana to distintas, principa mente no que diz respeite à composição litilogica e quimer mortulogia, estruturas, toades, espessoras e dinament, (aps. 3, 4 e b). A crosta continental tem ama composição litologica muito variatia, pois compreente rochas de carater acido ate ultramatêco, o que line confere uma composição media ana ogalas cas rechas grane dicinaçãos ador cas. Cap. Ib). A crosta continental pode ser subdivintada em superior e m terior, sendo a superior composta por rochas sedimentares, ignicas e metamorficas de baixi a medio grana, e a inferior constituida predomina na mente por rochas metamorficas de sito mai de natureza basica a intermediana.

A crosta cent penta, esta sendo formada ha pe o menos 3,96 bil i des de anos, como mostram as id-

des de 21% sses na região centro norte do Canada. Por isso apresenta estruturas complexas, produzi das pelos diversos eventos geológicos que ateraram as rochas apos a sua formação. Em lerat, a espes sua media da crosta confinental e da ordem de 30 ti4. km, adelgaçando se à medida que se aproximo da zina de trans car com a crosta cean ca

A crosta occanica tem uma composição litological muito muis nomogenea, consistindo de rochas neas sus cas justa tos i copertas em varias partes por uma fina camada de muteria, sedimentar L bem menos espessa do que a crosta confinental, em gera da or dem de 6 a 7 km, adelgaçando se à medida que se aprexima das a creats meso oceánicas.

6.4.2 Tipos de limites entre placas litosfericas

Os timites das placas tectônicas podem ser da três tipos distintos

- 1 Limites Divergentes: marcados pelas dorsais miso occánicas onde as placas tectonicas afastam se uma da outra, com a formação de pova crosta eco e e.
- h Limites Convergentes, once as placas tec ônicis colidem, com a mais densa merzulhan do sob a outra, stando uma zona de intensmagniat smo a partir de processos de fusao parcial da crosta que mergo bou. Nesses, imites ocorre n tessas e provincias valcánicas, a exemplo da Placa Pacifica. Cap
- c Limites Conservativos, once as placas tectoricis desliz m lateralmente ama em telação à cutra, sem distruição ou zeração de crostas, ao ingo du fraturas denominadas Falhas Transformantes (Cap. 19). Como exemplo de limite conservativo temos a Falha de San Andreas, na America do Norte, ondo a Placa do Pacifico con endo a citade de Los Angeles e a zona da Banza Calitórnia se desloca para o norte em relação Placa Norte Americana, que contêm a cidade de San Francisco.

Filem torno destes limites de placas que se concentra a mais intensa atividade geologica do planeta como sismos (Cap. 3), valcanismo (Cap. 17) e orogênese. Atividades geologicas semelhantes tam acm o correta no interior das placas, mas em menor intensidade.

6 4.3 Que forças movem as placas tectônicas?

, ma das principais objeções a Teoria da Denvi Continental era que Wegener não consegu a explicar as forças que mayeriam os conumentes. Hoje sabe mos qual o motor que faz as placas tecu meas se moverem, mas não sabemos esp car exit, bente como os processos naturais fazem este motor tuneonar. Entretanto, nos podemos mode ar as causas dos mos nentos e testar estes mode os com base nas leis naturais. O que sapemos e que t'astenostera e a Litostera estad intrips, camenta relicio (acis. Sciaastenosfera se mover, a l'osfera sera movida tanbém. Sabem is a nda que a atristera possar ama e ici il eme ica cu a fonte è o flaxo termico merno da Ferra, e que este calor enega à superfeie através das correntes de converção do munto superior. O que não sabemos e un certeza e como as e invecções d manto mic am o mayamento cas placas.

O princípio basico de uma celula de converçae pode ser observado esquentando uma grande panela com mel, no qual poram duas rolpas de cortiça. Ao aquecer o centro da base da panela o mel esquenta mais rapida mente no centro do que nas pordas a panela, camina ndo ali a densidade do mel. Consecuentemente, o niel aque cido subtrá enquanto o mel mais frio da borda descera para ocupar o lugar do mel que subju, instalando se uma circulação de fluidos, que afastara as duas rolhas para a borda da panela, segundo o sentido das correntes de convecção geradas.

De forma análoga este moy mento de convecça ocorre no manto. Entretanto, 4 convecças no mante refere se a am movimento muito lento de recha, qui seb condições apropriadas de temperatura elevaça, se comporta como um material plast co-viscoso migrando lentamente para cima. Este tenômeno ocorre ga indo am foco de calor loca izada começa a atuas produzindo diterenças de densida, e entre o matema aquecido e mais leve e o material circuncante mais trio e denso. A massa aquecida se expando i sobe en tamente. Para compensar a ascensão destas massas de materia, do manto, as rochas mais fries e densas des cem e preenchem o espaço dervado pelo material que subiu, completando o ciclo de convecção co ma no, conforme i astrado na Fig. 6.6. O m vimento de convecca,) das massas do manto, cuja viscos dal e e 10 8 vezes maior do que a agua, ocorre a uma velecidade da ordem de alguns centimetros por ano-



Fig. 6.6 Madelas sugar dos para meran sinas de carrentes de convecção a comenda somen teina astenasfera b. Correntes de convecção envolvendo todo a marito.

Man is cientistas acreditam que as correntes de convecção do manto por si so não seriam suficien tas para movimentar as placas litosféricas mas constituiram apenas, imidentre o, trois fatores que em conjunto produziram es a movimentação. O processo de subducção teria inicio quando a par tama situa e velha da placa (portanto mais distante la corsal meso-occanica) se quebra e começa a metiguidar por celadixo de outra placa menos den sal e a partir da las latros fatores illustrados to l'igo começar am al tagri em con anto com as cor tentes de convecção. Estes patros fatores incluem.

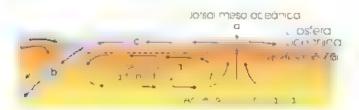


Fig. 6.7 Processos gea og cas que causam a mov mentacao dos placos ectánicas a chação de nova itastera oceanica na dorsa meso oceanica; b) merguho da l'astera para a intenar do manto puxada pela crosta oceánica descendente máis den sa cilies estamento da placa litosférica à medida que se usian, a da dorsa meso oceanica tornando o limita entre a placa e a astenostera uma superficie sirunada.

Pressuo sobre a placa proviscado pola criació de nova an estara más zonas de corsus me a localité s, o que pranteamente emportanta a placa rectónica para lados,

- b. Mergalas, da brostera para o intener do manti, em directao a astenosfera, placada pe a crosta descendente mais densa e mais tria do que a astenosfera n ais e aente a sua vol a. Portanto, por causa de sua maior densidade, a parte da placa mais fria e mais antiga mengalharia pusan do parte da placa litos erica nara nitxo.
- pessa a medida que se afista da corsa meso occideronde foi criada. Como consequência, e fini te entre a atostera e astenosfera é ama superficie ano mana. Mesmo com ama anel nacio mano hatva, o propor peso da placa fectora a podera e us, rama moy mentagan de algens contimertos por ano.

6.4.4 A velocidade do deslocamento das placas tectônicas

I m media, a velocidade de mos mentacao of placas rectonicas e considerada de 2 a 3 cm/ano, em bora a velocidade rela va constat, di entre a aumis plicas sera ma io maior do que entre outra in mente, as diferencas de velocidade es to relacionadis a pri porção de criista continenta, presente nas placas As placas Sul Amencana e Africana mostram ba vis velocidades, enquat to as placas com pouco ou na nham envolvimento de criista continenta, com la cil Pacifico, fendem a ex tirri velocidades maiores. Mem disso, a velocidade e das placas depende tam em congeometria de movimento da placa em amo superficac esfenca, como sera visto a seguir.

Em um primeiro momento, podemos pensir que todos os pootos su conserva podemos pensir que todos os pootos su conserva podemos portos tenta tentra marma velocidade. Isto seria verdade se o placa tosse plana e des zosse sobre uma superficie cluta e aplanada, como ama balsa navegando sobre a agual Na verdade, as placas são convexas e des tom sobre uma superfície esférica em terno de um eixo e ce um podo, denominados de eixo de rotação da pare o podo de expans o que nada tem a ver e om o eixo rotacional da Terra e os pólos norte e su geograficos. O poro de expansão é definido com o um ponte em volto do qual oma placa tector ca gira, representado na rigido.8 por p.º Para uma dada ve ocidade angular de uma plaça, a velocidade de distintos pontos sobre a placa sera diferente, aumentando a medica que os pontos

se distanciam do polo. Por exemplo, o pólo p^e , a n. s. a, e percorre nenhama distancia e portanto sua velocifide é zero, enquanto os pontos mais distan es do polo, dentro de um mesmo intervalo de tempo

to teran major ve no di dei conforme podo ser visto ni l'ili. Ch

nover, não são todas que attalmente estão em mormento. Laistem algumas, como a Placa Africana, que

parecem estacionirias, por estarem nordejadas quasc nterramente por lanites divergentes de placas que se itistim a tixas sim lues

A conculade med do de placas litosfericas gerimus a core at va, mas a ve ocidade absoluta pode seracternii tida atraves da atrazacao de pontos de refetenera, com i os Hot Spots ou Pontos Quentes. Estes pontos quentes na superficie terrestre registram atividades maginaticas ligadas a porções ascendentes do materia, quente do manto denominadas Plumas do Manto e o madas em profuncidades diversas do manto interior. As marcas que eles deixam nas placas que se movimentam sobre eles incluem valences do as valeánicas, come o Havaí), platós meso-ocean cos e corudhem is sub mannas.

As plumas do manto, em comparação com as placas, são relativamente estacionarias, de modo que as plaças atosfericas se movimentam sobre elas litraquentemente, a passagem de uma plaça sobre um i los 1967 resolui em um tastro de fer ous lineares mas aperticas da plaça, coia direção indica a movimenta cao cesta plaça. No caso de plaças oceán cas, como a do Pic fico, o rraço dos Hot Apotr pode ser uma ca de a de montantais volcinoras ou uma serie de lhas valeánicas, que quando datadas radio netricamente permitem cale dar a velocidade de movimontação das plaças, a partir da distância entre as ilhas e as idades das er apções y leanicas, como mostrado na Fig. 6.9

As plumas do manto explic, in muitas das auvida des vutcanicas que ocorrem no interior das placas, para o caso de crosta oceánica gerando ilhas oceánicas, e no caso de crosta conamental, gerando um espessamento da crosta com uma cadera de vuedos, como por exemplo a costa da America do Norte. Quando o Hiri Yori se sitia sobria proximo da dorsal meso ociánica, ea prodez um alimento do fluxo de material fundido, causando um espessamento maior do que no resto da de risal, mentas veves sobra forma de um plató sobre o

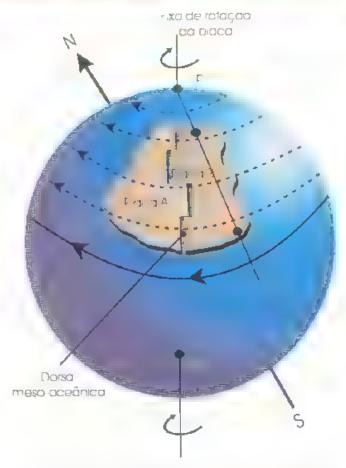


Fig. 6.8 Modelo de movimento de uma piaza curva i pre uma superticia estérica. Notar que os pon as 1 e 2 na piaca. Bi exibem diferen es velocidades pois têm de percirrer diferentes distancias no mesma intervalo de tempo fenda o parto 2 uma velocidade ma or do que a porto 1.

assoalho oceánico. Um exemplo espeticular des a ferção é a Islândia, onde a atividade magnituda telacionada ao *Hoi Spoi* foi dio intensa que o plató, na corsa meso oceánica, se expôe acima do nivel do mar. Cais 1.º

6.4.5 As colisões entre placas tectônicas

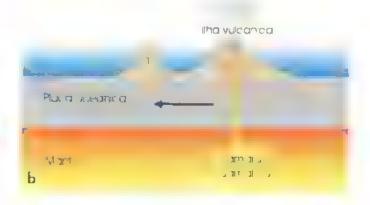
O movimento das placas ectó neas prod iz acilon zo de seus armites convergen es col seus que, em tunção da natureza e composição dos placas envolvidas, irá i gerar nochas e feições fisiográficas distintas. Nesse sentida, o choque entre placas litosfer cas pede envolver crosta ocean ca el microsta ocean el crosta con inenta com cresta oceanica ou e il sta e infinenta com crosta continental, como fastrado na E il 6.10

Quando placas oceanicas colulem, i placi miis de i sa, mais anuga, miis fria e mais espessa merga na sobia outra placa, em direção ao manto, carregando consigo parte dos sedimentos acamulados sobre cla, que ra i se fundir em con unto com a crosta ocean el em subducção. O processo produz intensa atividade vul can da de composição andesítica, cornumente manifestada sob a forma de arquipelagos, conhecidos como "Arcos de Ilhas" (Fig. 6 I la), de 10 la 400 km atras da zona de subducção Na zona de subducção lorma se ama tossa que será m is próxima do arco de lhas, quanto mais inclinado for o ángulo de mer gutho. As ilhas da Japão constituem um exemplo atual e arco de thas.

Ve lisao entre uma placa continental e uma oceánica (Fig. 6.10b) provocará a subducção desta ultima sob a placa continental, que, a exemplo dos arcos de lhas, produzirá um arco magmático na borda do continente, caracterizado por rochas vulcânicas de composição andesitica e dacitica e rochas plutonicas ac co aposição principalmente diomica e granodromeca, icompanhado de deformação e metamorhismo tanto das rochas continentais pre existentes como de parte das rochas continentais preferidas processo colisional são as grandes cordilacidas de montanhas continentais com o es Andes na America do Su.

O choque entre placas continentais (Fig. 6.10c) pode ocurrer apos o processe colisional di tipo Andino, onde a continuidade do processo de subducção da crosta oceanica sob a crosta continenta, leva ama massa continental ao encique com o arco magmanico formado micialmente. Quando os deis continentes colidem. a crosta continental levadapela crosta oceânica mais densa merga ha sob a outra. Este processo mio gera valear sino expressivo como nos datros dos processos anteriores, mas produz intenso metamortismo de rochas commentais pré ex stentes e levi à fas, o parcial de porçoes da crosta continental ger, ndo magnatismo granifico. Os exemplos classicos de ferções geradas por este processo são as grandes cordiheiras de montant quo tipo dos Alpes e dos Himalaias, esta última gerada a partir da colisas, entre as placas da India e a Asiatica, processo este iniciado cerca de 70 milhões de anos atrás que ei ni nua are dias atuais.







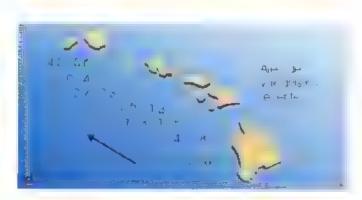


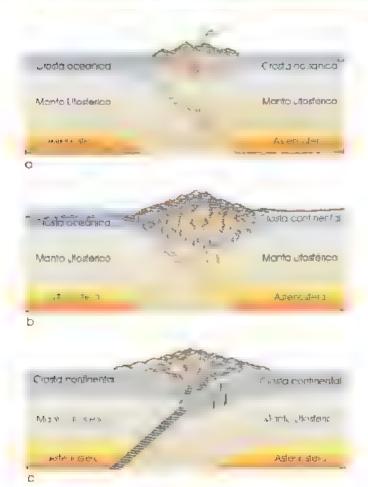
Fig. 69 h g and ender a control of the state


Fig. 6.10 Processos colisianais envalvendo la) crosta aceán ca com crosta aceo lla, la crosta continenta com crosta il eán da la crosta continenta com crosta continenta (os tra epresentam li pul

Associados aos processos coas onas entre placas tectonicas ocorrem uma serie de feições geo ogicas e associações latologicas caracteris cas lustradas na liga 6.11, como as bacias de Ante-Arco e Retro-Arco, fessas e associações de rochas e picas de conas de subducção como melanges e ofiolitos.

As valias do apo ante-arco são formadas na placa commental, na frente do arco entre este e a fossa (L.2. 6.1), tema vez que e choque de placas produz ama elevacao (soergalmento) na porda da placa e com a consequência formu-se ama bacta entre esta elevação coarco, Geramente, estas bacias cuntem importante conmbuição de sedimentos provenientes da emisao de rochas vu cânicas e sedimentares do proprio arco adacenie. Por outro lado, a formação de uma bacia do tipo Retro-Arco em am processo co siona, envo vendo crosta oceánica pode ou não ocorrer. Essas bacus são for vit das a partir de fenômenos distensivos que produzem o idelgaçamento da crosai atras ocurreo. Este processo di distensão ocorre em tuação de varios fatores reacionacos, tais como idade, densidade e velocidade da placa oceánica em sundução, que vao restutar no no rulo do mergulho da placa. Se o ángulo for malor do que 45°, o que un olica uma placa occanie i mais velna e muis ucrisa, a zona de subclueção migrara para a frence e a placa que contém o arco sofrerá distensão, gerando a bacia de retrourro. Os dois upos de bacas são paracelos ao arco e as dacias retro-arco são preenchidas por sedimientos mininhos apicos de mar raso, podendo ocorrer vilcanismo pasadulo associado aos movimen os tensionais, ruptaras

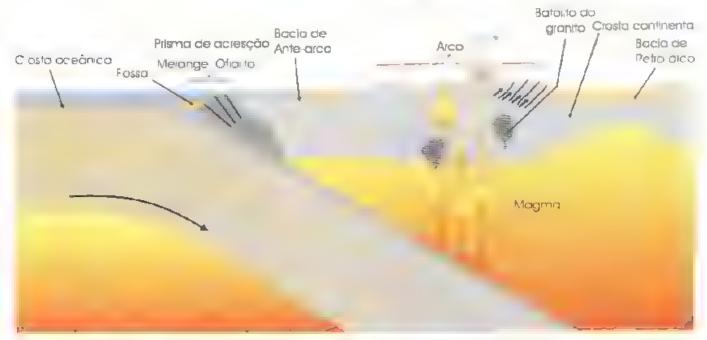


Fig. 6.11 Perfi de um limite de placa convergente mostrando as principais teições geológicas formadas e 💉 🔻 🔻 🕝 rechas ejacionadas

Matos materiais rochosos ocorrem como resulta de processos collisionais e constituem as den minadas "associações petrotectônicas", sen dinas mas i picas as *Vicienges* e os Oñolnos

As fossas ou trincheras emumente contem perienas cuantidades de sedamentos marinhos e sedimentos provenian es de arco, dos quais ama nai tele carregado para baixo pe a placa que menjalha na zona de subdeleçar, e outra parte, ma s significativa, e delotimada e quebrada pelo tectorismo que ocorrentas marçens en vereentes. A es a mistari calitica de rochas quebradas e desordenadas, que ocorrem nos tossas por ima extensão que varia de metros a algumas de zenas de qui ometros, de nomina se incluira pada ra trancesa que significa mistrita). Como estes sedimentos são de baixa densidade, não podem ser evados para o interior do manto. Consequentemente, são pression dos pela colisão das duas placas, sendo asa baites, trat, rados e metanicial sados em concentra pression dos pela colisão das duas placas, sendo asa baites, trat, rados e metanicial sados em conc

de atta pressao e baixa temperatura, ja que esta proximos da superficie. As rochas tipicas deste processos deste processos, co ja cor azallada e proveniente de um antibolic hamado glaucofânio. Co no as moonges são ferções superficios, dificilmente são encontradas em terrenos pre cambrianos como no Brasil porque são erod das com taci idade. Na America do Sel, exemplos de memodo o ser e icontraças o a sindes.

Os of or is say roch is mat cas ultramaticas is 6.12 e 6.13, que represent mifat as e tragmentos de crosta occanica ou muito superior posicionados em neio a rochas da er is a confinental, getalmente asse en dos 18ed meios y smannhos na zona e con acoentre.

placas. Os processos de cavalgamentos de trações de obolitos sobre margens continentais não podem



Fig. 6.12 Oholitos com p. ow lavas cottados por diques cripiexo de Troodns (F. to B. B. de Brita Neves



Fig. 6 13 Ot of the comprison ayas Comprexe de Troc Chipre Foto B B de B to Neves

ser explicados pelos processos normais de subducção onde a placa accanica mergu na por debaixo da placa continental. Nesse sentido for defondo o termo **obducção**, que estaria relación do ao coslocamento de partes de crosta oceánica sobre uma crosta continental atraves de processos tectoricos complexos. A laigo 6.14 ilustra tres mecanismos de colocição de pedacos de crosta oceánica em meio a crosta o nimental, onde os dois primeiros modelos mostram eventos de abducção.

O primeiro difigrama mostra em mode o de obtaccao atraves do cavalgamento da crosta ocean ca sobre margem continental passiva e trante ut processo cobsional. O segendo exemplo a ribemode obdacção Lastra o fratatamento da parte sapertor e litosfera oceanica em subdacção e posterior e volumento dos friginentos assim gerados por sobre un reo pre existente. O ultimo escuema mostra e adeleterón ca a vici modexo de sobre ace o culprisma de acresção de uma fatra de cresta ecan en atraves de seu deslocamento para fora da tossa e sua respectiva introdução no prisma. Os melhotes exemplos de oficiatos são encontrados no Complexo de Troodos em Chipre Figs 6.12 e 6.13) e nas Meia indias de On a prox no a Arabia Saudite.

6.4.6 Margens continentars

Como consequencia da tectorica de placas, el timentes fragmentam-se e juntam se periodici minimo longo do tempo geologico. As esta enclas geologica destas aglutinações e rupturas são encontradas em ares de margens dos continentes atuais ou que foram no plassido de iligido e hoje se encontram saturadas no nelo dos con animes. Nesse contexto podemos recontraciones de tipos de margens com nectais.

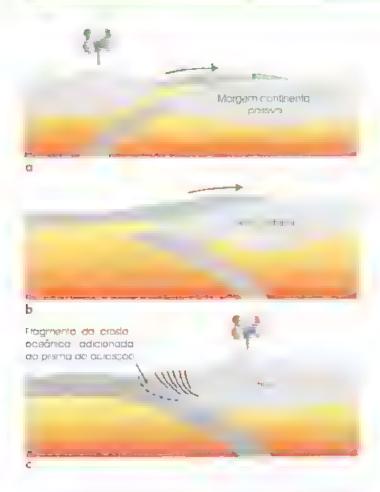


Fig. 6.14 Mecanis has pass ve's para a co-ocação tectônica de tragmentos de crosta oceánica em meio a rachas continentais. Fonte: Condie, 1989,

a Margens Continentals Ativas, si tuadas nos limites convergentes de placas ectonicas onde ocorrem zonas de sabdeccao e falhas transformantes, nestas mai consestao em desenvolvimento atividades tecto idas importantes, como por esempio, formação de cordanciras no processo chamado de orogênese. Na America do Sul, o esempio de margem continental ativa e a costa do Pacifico, onde a Cade Andina encontra se atualmente em desenvolvimento. As margens cominentais anvas constituem os ambientes geclogicos onde

formam melanges e of olitos, que irio compor o denominado prisma de acresção de um arco. Este prisma acresci mári) e composto por nochas basalticas e sedimentos provementes da rasp gem da parte superticial da placa o muica descendente, ace foram ad cionicais ao arco.

b Margens Continentais Passwas desens

vem se dura ire o processo de tormação de nov bacias oceanicas quando da fragmentação de cont nerres. Esta processo e denominado de fifter nen o palayra proveniente do termo geo ogie, em inglés Rift. Valley, que significa um y ile de utande extensas for mado a partir de um mocimento distritsivo na crosta, que produz ta has subverticais e abatimente de hioco-Cap. 19) 1'ste processo, dastrado na Lig. 6 . 5, me a se com o 4, mento pontua, do fluxo termico no munto, que ira causar o spergeirpento e 1 au a pen o de cros ta continental sobre este ponto, eventualmente provocando i traturamento e extrasão de richas maticas 1 (2, 6, 15a). Com a subsequente ristalação exe prientes de convecção no minto se o cente a estaregião, inicia se um process, distensivo gerando falhamentos normais e a cesenvolvimento de estraturas do tipo rift valley (Fig. 6..5h). Com a continuidade do movimento distensivo, ocorre o adelgaçamento da crosta continen al ate que finamente ocorra a ruptura desta crosta e o desenvolvamento de ama en stabasaltica oceanica incipiente. Fig. 6.15c. l m novooceano começa a se tormar. A medida que o processo distensive continua, a crosta occinica e o occabo vão também aumentando (Fig. 6 Ind). No longo das margens adelgaçadas dos continentes ocorre a movimentação tectónica de 14 icos caracteriz, da, principa mente,



Fig. 6.15 Esquema evalutiva de tragmentação de cima massa por intental e desenva y mento de margens con intenta s passivas

por sistemas de fa has subverticais. Atualmente este processo ocorre no Oceano Atlânneo, onde as costas leste da América do Sul e oeste da Africa constituem as margens continentais passivas. Portanto, este tipo de margem continenta situa se ao longo de houtes divergentes de placas tecton cas e não sofre tectonismo importante em escala regima.

Quando o processo de rifteamento é niciado, possivel nente induzido pela ascensão de uma pluma do manto (111/1 1/m/), é comum que a crosta continental se rompa ao longo de um sistema de tres fraturas si paradas por ángulo de 120°, sendo que quas de la evoluem para a formação de ocea nos e de margens continentais passivas e a terceira

tratura em gera, forma um vale que le estende para dentro de areas continentais, mas não chega a de senvolver uma bacia oceanica. Este terce to braço constitu um ritre abortado

O ponto de encontro destes tres riftes e denominado junção triplice ou ponto triplice e marc pento geografico onde se unciou a fragmentació de continentes. Em cos exemplos atuais de junção riplica ocorre entre a Arabia Saudita e o norceste da Africa, onde os dois riftes ativos formam o Golfo de Aden a o Mar Vermelho, e o terceiro rifte constitui o Rift Vallos Africano que se estende para o interior do continente africano, como mostrado, na Fig. 6.16



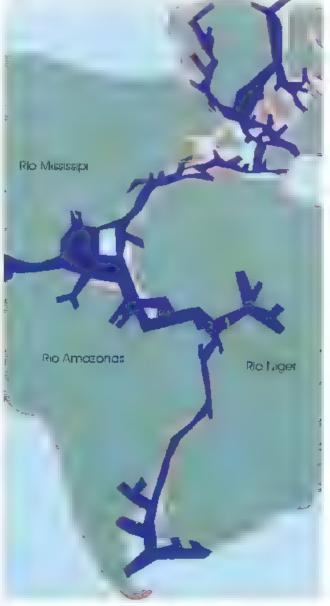


Fig. 6-16 lustração mostrando a unção triplice no Oriente Médio a infles do Golfo de Aden do Mar Verme ho e do interior da Africa p) unção triplice entre a America do Norte, Africa e America do Sul, no inicia da fragmentação do Pangeo.

A abertura e o fechamento de bacias oceánicas ou ocemos e connecida como "Ciclo de Wilson", nome dido por Burke e colaboradores, em 1976, em nomenagem a J. T. Wilson, que foi um dos dealizadores da Teoria de Expansão do Assoalho Oceanico. Este ciclo micia se com a ruptura de ama massa continental, atraves do desenvolvimento de trataras e de sistemas de riftes, como os que ocor rum atrialmente no "Rift Valle, da Africa", seguido peta abertura de uma pequena bacia oceánica/ocea no como o Mar Vermeino hoje, este deverá expandir se até uma extensão indeterminada, que poderia ser samilar a do arual Oceano Atlântico Sul

Posteriormente, o ticlo se inverte, iniciando se uma sunduccão de crista oceânica em uma ou ambas as margens continentins, que passam de passivas para atitas. Pode ocorrer, então, o techamento total ou parcial das bacias occánicas, gerando ama orogênese. O registro geologico existente indica que o Ciclo de Wilson ocorreu várias vezes na história da Torra, o que produziu um timovimentação continua dos continentes em diversas direções, ora se aglatinando ora se fraçmentindo.

6.5 A Dança dos Continentes

Um processo geologico da importancia e magnitude da fragmentação do superconunente Pangea não ricorreu somente nos ulamos 200 mi hoes de anos 65 h storia da Terra. As informações geológicas disponprincipalmente as geocronologicas, paleomagneticas e georectónicas, demo strum que a guinação e a fragmentação de massas continentais ocorrerant diversas vezes no passado ge nogreo e que o Pangea foi apenas a ultima importar 📞 2 utina, 🧸 de continentes. Antes do Pangea as massas confinentais se juntavam em blocos de dimensoes i, tormatos differentes dos confinentes atuais, poas os primeiros biocos de crosta continental formaram se ha 5,96 billiors de anos e toram crescendo com o desenvolvimento de nova crosta confinental, atraves de frogeneses, ate aunour as dimensões atusts. Ha 150 m hoes de anos cerca de 95 o das áreas o nuncortais atuais ja estavam t stmadas

A Fig. 6.17 mostra a reconstituição da aglutinação de blocos continentais elaborada para os altimos 2 b lhões de anos (2,0 Ga) da historia geológica da Ter

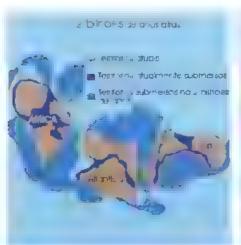










Fig. 6.17 Reconstitution of accompanies de 20 bilihoes de anos ata 100 milhões de anos atras mastronda is a versas companiações das massas continentas

ra. Nessa figura pode ser observado que, no início, as massas confinent as estay am rean das em tres microconfinentes, Artica, Arlántica e Uri, com par es do que seria a tutura America do Sul fazendo parte da Atlântica. Entre 2.0 e 1.0 bilhão de anos atras, estes moto intinentes se fragmentarant, através de pri ces sas de rifteamen os, com os fragmentos er lahado entre st, para gerar ri ivas configuracije, continentals majores. Force 1.3 e 1.0 bilha o de anos atrás, os principais aloc is de crosta commental se jantaram originando o primetro supercontinente, que fo-cenominado Rodinia, rodeado pelo oceano Mirovia. Ampas as denominações são de origem russa significando respectivamente mão patria e paz. A América do Sul turia parte dos bl. cos Amazonia, Rio da Prata e São Empresco. Entre 1, 100 e 800 m lhoes de anos atras, o confinente Rodinia tena sido fragmentado e entre 80). Ma e 500 Ma os

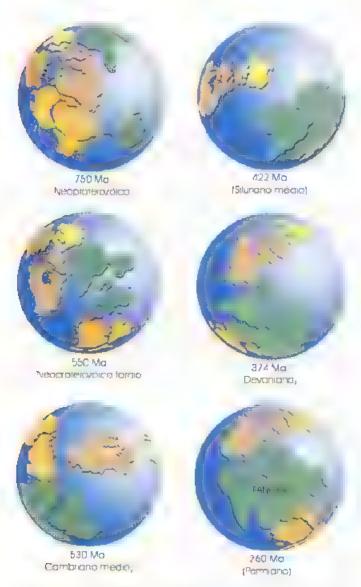


Fig. 6.18 Posições das massas confinentais da America do Su e Atrica de 750 m hoes de anos atras Fonte Daiz el 1995

fragment is de crosta continental, en un tornado a colidir entre si formando um novo supercontinente denominado Gondwana, que incluiu a America co Sue ou ros dois men aes, Laurentis. B. tica c S bena. H. 55.) Ma, estes tres continentes estiver in juntos, for mando, por am curro período de tempo gabagico, o supercont nente denom rildo Panóna, o que coi gri go signifi a "fudo no Sul", ja cue este subcreontmente situou se no Lemisfe, o Sal. Ha cerca de 500 Ma. Panotia tena iniciado a saa tragmentação, permene cendo o Goada ana intercono aemisterio Salar, eluado a America de Sul e Africa, e un a outra massa como nenta, constituida pela Laurentia. Ba tica e Siberia, que incluse, artes do que sena note a America do Norie, berona e Asia. Ta a proximada nen e 340. Ma nocas as mass as commandings copyright to commente a securitar, culminando ha cerca de 230 Ma com a torin ça do superconfinente Pang - e rechendo por um unico ceano denominado Pantal soa em grego signicio todos os mares"). Ha 200 milhoes de anos o Penoca vem se fragmentando, e a America do Sel miciou sea separaça i da Africa há 180 Ma, Nesta mesma epoca, a Austrália e a Antartica também se supirar ini do-Pangea, e a India, que estava - a parte sua do Condwana, facilité sua viagem até o hemisferio Norte, onde foi colicir com a Asia, sendo a Cordilheira des Lima a aso produto dessa colisão.

A F = 6.18 mostra as pos coes da America di Salie da Africa, ao longo do tempo geologico, desde 750 milhões de anos otras

Leituras recomendadas

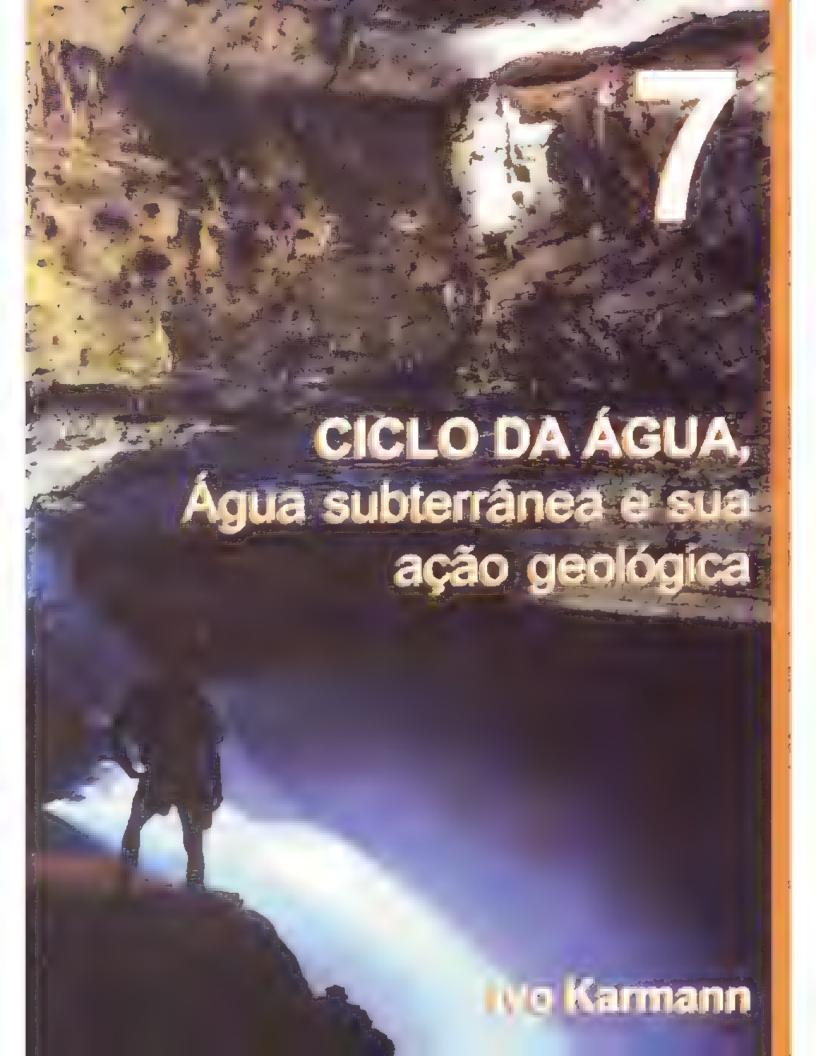
BURCHFIEL, B. C. The Continental Crust. Scient fic. American, v. 249, 1983.

SKINNER, B.J.; PORTI R S.C. Phe Dynamic Franth. N. York, J. Wiley, 1995

TAKEUCHI, H.; UYEDA, S.; KANAMORI, H. A terra, um plumeta em debate: introdução à geoficica pela análise da derina continental. São Paulo: EDART/EDUSP, 1974.

VINK, G.L.; MORGAN, "W., VOGT, P.R. "The Earth's Hot Spots", in: Scientific American, v.252, 1985.

WYSESSION M. The Inner Workings of the Earth. American Scientist, v. 83, 1995.



Igna é a substincia mais abundante na superficie do planeta, participando dos seus processos mode adores pela dissolução de materiais terrestres e do transplorte de particulas. Flo trichor e mais comum solvente dispontive, na natureza e seu papel no intempensmo químico e evidenciado pela bidroise (Cap. 8). Nos tios, a agua é responsavel pelo transporte de particulas, desde a forma tónica em solução até casea ho oblocos, representando o meio mais eficiente de crosão da superficie o restre (Caps. 9 e 1.0). Sob forma de gelo, acima la se em grandes volumes, inclusive geleitis, escurió indo o terreno, arrastando blocos rochos is e esculpindo a passagem (Cap. 11).

Sua importancia na superficie terrestre e i testuda un da quando se comparam as areas conerias por agua e gelo com aquelas de "terra farme" do tota de 510x.0 km ua superficie da Terra, 310x10 km são cobertos por oceimos, em contraposição a 184,94x10 km de terra firme, resultindo numa proporção entre superfície mantima e terra firme do 2,42 : 1. Considerando se que terca do 2,5x10 km das terras firmes são cobertas por nos e lagos e ate 15x10 km² por geleras, esta relação los amba mais do stavorável para as terras emersas. Por issu a Terra e chamada de planeta azul quando vista do espaço: é a cor da água. Em subsuperfície, a agua também e importante, alimentando poços, hoje responsaveis por significante abastic mento de agua em grandes cen iros iribanos e áreas andas (Cap. 20

E a agua que mantém a vida sobre a Terra, pela fotossintese, que produz biomassa pela reação entre CO, e HO, Neste contexto biológico, devemos lembrar que praticiamente 80° e do corpo humano é composto por agua.

A origem da agua, sua distribuiça i em superficie e subsuperficie, assim o mo o movimento entre seus reservatorios — anas sao temas do presente capitulo, todos fundamentais para orientar o aproveitamento, manejo o proteção dos mananciais hídricos do planeta Terra.

7.1 O Movimento de Água no SistemaTerra - Ciclo Hidrológico

Vagua distribut-se na atmosfera e na parte superficial da crosta a e ama profundidice de aproximadamente. El sur iba so da interface atmosfera/crosta, constituat-do a hidrosfera, que consiste em uma serie de reservatorios como os oceanos, geleiras, nos, lagos, va por de agua atmosferica, agua subterrânea e água retida nos seres vivos. O constante intercâmbao entre estes re-

servatorios compreende o ciclo da agua ou ciclo hidrológico, movimentado pela energia solar, e representa o processo mais importante da dinamie e viera, da Terra

7.1.1 Origem da água

Note: In hidrodogico vamos ac impanhar o percarso de uma gota de agua pelos reservadorios naturais (Tabela 7.1). Mas de onde vero a primeira gotar. A resposta está nos passos miciais de diferenciação do planeta A ongem da primeira agua na historia di Terra esta ici cionada com a formação da aimestera, ou seia, a degasafiração do planeta. Este termo refere se ao fenémeno de liberação de gases por um solido ou liquido quando este è aquecido ou restriado. Este processo, ataante até hoje, teve inicio na fi se de restriamento geral da Terra, apos a fase micial de fusão pareia. Neste gracativo resfiramento e formação de rochas ignea - toram aberados gases, principa mente vapor de agua (H, f) e gas carbonico (CO), entre varios cutros, como sebprodutos voiáteis da cristalização do magma (Cap. 16). A geração de agua sob forma de vapor e observada atuamente em erupções vulcanicas, send i chamada de agua juvenil, seportando o modelo acima, sobre a origem da agua. Logo surge outra duvida: o volunte de agua et c atua mente compoe a natrosfera foi erado. gradativamente ao longo do tempo geologico e a surgiurepenniamente nem certo momento desta história? Os geólogos detendem a segunda possibilidade. Existem evidencias geoquímicas que suportim a formi lo de quase toda a atmosfera e a água hoje disponivel nesta primeira fase de resfinamento da Terra; desde entac, esta volume tena sotrido pequenas variações, apenas por reciclagem, através do ciclo das rochas (Cap. 2)

7.1.2 Ciclo hidrológico

Partindo de um volume total de agua relativimente constante no Sistema Terra, podemos acompanhar o el elo hidrologico (Fig. 7.1), inciando com o tenômeno da precipitação meteórica, que representa a condens, não de graticulas a partir do vapor de agua presente na atimosfera, dando origem á chuva. Quando o vapor de agua transforma se diretamente em cris ais de gelo e estes, por aglunhação, atingem tamanho e peso suficientes, a precipitação ocorre sob forma de neve ou gratizo, responsáve, pela gera rão e manutenção de importante reservatióno representade pelas geletras nas caloras polares e nos cumes de montanhas.

Tabela 7.1 Distribuição de agua nos principais reservatorios naturais. A aqua doce Lau da disponivel na Terra corresponde praticamente a agua subterranea

Recervatório :	Volume (lent s: 104)	Volume (%)	Tempo médio de permenência
Oceanos	1 370	94	4 000 anos
Geleiras e capas de geta	30	2	10 - 1000 anos
Aguas subterrâneas	60	4	2 somanas a 10 000 anos
agos, ras, pôntanos a reservatorias artificiais	0,2	<0.01	2 semanas a 10 anos
Umidade nos solos	0.07	< 0,01	2 semanas a ano
Biosfero	0,0006	<0.01	1 semona
Atmosfera	0.0130	< 0,01	~ 10 dias

Parte da precipitação retorna para a atmostera per evaporação direta durante seu percurso em direção à terrestre Esta fração ev porada na aim « colo es ao vapor de água formado sobre o solo e aquele l'heraco pesa attyidade hologica de organis-

mos, principalmente as plantas, atraves da respiração I se i soma de process is é denom nada evapotranspiração, na qual a evaporação direta é causado pela radiação so ar e vento, enquanto a transpiració de pende da vegetação. A evapotranspiração em areas

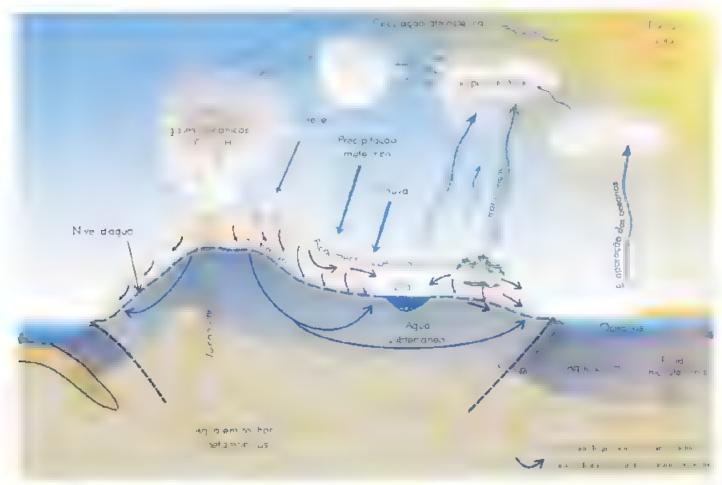


Fig 71 Ock of drolog co

tlorestadas de clima quente e um.do devolve à atmostera atc 70% da precipitação. Em ambientes glaciais o tetorno da agua para a atm ≓era ocorre pela subhmiça i do gelo, na qual a água passa diretamente do estado solido para o gas so, pela ação do vento (€ ap. 11

un regiões florestidis, uma parcela da precipitação pode ser reuda sobre folhas e caules, sofrende exaporação posteriormente. Este processo é a interceptação. Com a movimentação das folhas pelo vento, porte da agua reuda continua seu tra eto para o solo. A interceptação, portanto, diminui o impacto das goras de chuya sobre o solo, reduzindo sua ação eros y u

c ma vez atingido o solo, dois caminhos podemser seg tidos pela goricula de agua. O primeiro é a infiltração que depende principa mente das caracteristicas do maioria, de cobortura da superticie. A agua de int Itração, galada pel o torça gravitacional, tende a preene ier os vazios no subsoli, seguindiem profandadade, onde ab stece o corpo de águasanterrânea. A segunda possibil dade ocorre quando a capacidade de absorção de agua pela se pertície e saperada e o excesso de gua in ca o escoamento superficial, impulsionado pela gravidade para z mas mais baixas. Este escormento inicia se atraves de pequenos filetes de água, efêmeros e disseminados pela superfície do solo, que convergem para os corregos e rios, constitundo a rede de drenagem. O escoamento superficial, com raras exceções, tem como desuno final os oceanos. É bom lembrar anda que parte da água de infiltração retorna à superficie através de nascentes, alimentando o escoamento superficial ou, através de rotas de fluxo mais profundas e lentas, reaparece diretamente TUS OCCUPAN

Darante o trajeto geral do escoamento superficial nas areas emersas e, principalmente na superficie dos oceanos, ocorre a evaporação, realimentando o vapor de agua atmosferico, co ripletando assim o e elo ludrologico. Estima-se que os oceanos contribuem com 85% do tota anual evaporado e os continentes com 15% por evapotransparação.

7.1.3 Formação e consumo de água no ciclo hidrologico

O ciclo hidrologico pode ser comparado a uma gran de maquina de reciclagem da água, na qua, operum processos tanto de transferência entre os reservatón os como de transformicao entre es estados gasoso, liquido e solido. Processos de consumo e formaça de agua interferem neste ciclo, em relativo equilibria de las do tempo geologico, mantendo o volume germa e igua e instante no Sistema Terra. Hil, porta i o, an balanço entre a geração de 1800 pavente e consumo de agua per dissociação e sua incorporaçio em rocias sedimentares.

Considerando o tempo gen igrico, o con indrológico pode sir si barvid do em aos salvicilos a primeiro opera a curto prazo envolvendo 43 in trica externa da Terra (mov), o per i energi. Si ar i gravitacional, Cap. 9, i segundo, de ongo prizo, e movimentado pela dinárnica interna i tectori e i cap. cas. Cip. 6,, onde a ígua participa do ciclo das rochas I gil.1).

No celo "rapido", a agua e consumula nas reaccios fotose interes (fotossíntese onde e ret da principalmente na produça de biomassa vegetal (el lolose e açucar). Com a reaclo contrata a fotossintese, a respirição, esta agua retorna ao esco.

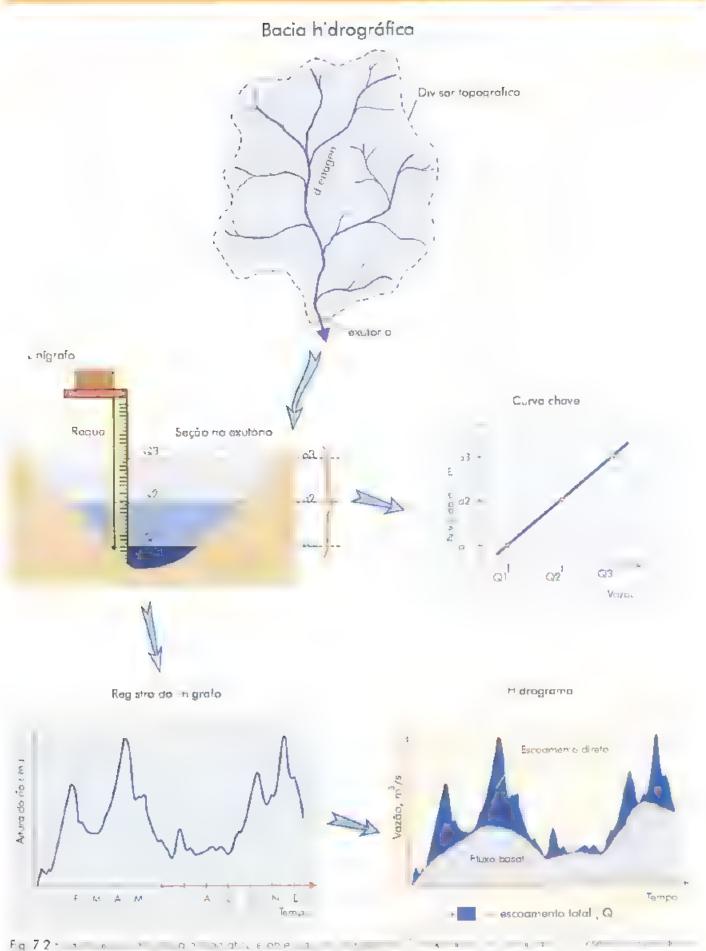
No cic o "crite" o consumo de agua morre no intempensimo quimeo niraves das reações de hidroase. Cap. 8) e na formação de rochas sed mentates e metamornes, com a formação de minerais hidratidos (Cap. 2). A produção de **água juvenil** pela atividade vulcimea representa o retorno desta agua ao cido rapido.

7 1.4 Balanço hídrico e bacias hídrográficas

O ciclo hidrologici tem ama aplicação pritica no estudo de recursos hidricos (Cap. 20) que vistavadar e monitorar a quantidade de agua disponivel na superfície da Terra. A unua de geograper para esses estudos e a bacia hidrográfica, detinida como uma area de captação da agua de precipitação, demarcada por divisores topograficos, onde toda agua captada converge para um unico ponto de saida, o existorio (Lig. 7.2)

A bacia hidrografica e um sistema tísteo obce podemos quantificar o ciclo da água dista ana ise quantitativa é feita pela equação geral do balanço hidrico, expressão básica da Hidro ogui.

Nesta equação, P corresponde ao volume de agua precipitado sobre a area da bacia, L. o volume que voltou à amosfeta por evaporação e transpiração e Q ao volume total de agua escoado pela bacia, duran-



proven ente da água subterránea, enquanto a escacimento direta corresponde à agua superficial em resposta a eventos de chuva

te am intervalo de tempo. Este escuamento total (1) representa a "produção" de água pela bacia, medida pela vazão no existeno durante o periodo de must toramento. () termo Δ) refere se a variações pi sitivas e negativas devido ao armazenamento no nterior da sacia. Este armazenamento ocorre na forma de agua retida nas formações geológicas do subsolo, eujo fluxo e maito mais lento que o de escoamento superficia dirett. Considerando se períodos de monitoramento mus longos jeiclos anuais , as diterenças positivas e negativas de armazenamento tendem a se aru ar. Os valores positivos ocorrem quanació escoamento total da bacia é alimentado pela agua subterrânea period is de estiagem,, enquanto os negativi s refleteni periodos de recarga (época de chuvas,, quando parte da precipitação sofre infiltração, realimentando a agua subierranea, em vez de escoar diretamente da bacia. Portanto, para um e conidre ogico completo da bacia, e possivel resumir a equação gera, do balanco hidreo para:

1 1%

onde Q (vazão total da bacia) representa a soma do escoamento superficial direto com o escoamento da bacia suprido pela agua su nerranea e L a água perdida por evapotranspiração.

Na maioria das bacias hidrográficas a saida do es coamento total (2) é atraves de um no principa, que coleta toda agua produz da pela bacia. A medição de 2 e institut um dos objetivos principals da hidrologia de pacias. Baseia se na construção de um hidrograma, que expressa a variação da vazão em função do tem po (hig. 7.2), envolvendo as seguintes etapas:

- Medição de diferentes vazoes do no ao longo do ano para obter a carva chave que relaciona a tura com a vazao do no
- Otrichção do traçado da variação do nível do no ao longo do periodo de monitoramento por me o de um lie grafo.
- Toansformação do registro da varação do ravel do no em queva de vazao (tudrograma), pela substitução de cada ponto de altura do no pelo seu correspondente valor de vaza.
- 4 Calculo da vazao total da bacia atraves da area sob a curva do hidrograma im/s s tempo, em segundos volume total).

O hidrograma e a base para estudos ludrologicos de liac as visando, por exemplo, o abastecimento de agua ou seu aproveitamento ha mele utro. Permite analisar o comportamento das bacias, identificando períodos de varão baixa e alta, a suando na previsão de enchentes e estragens, issum como períodos e villames de recarga da água subterrânea. Através da identificação, no hidrograma, dos componentes de escoamento direto e fluxo basal, a possível avaltar a continouiça da agua su hierranea na produção total de agua da bacia (Fig. 7.2)

7.2 Água no Subsolo: Água Subterrânea

Trataremos agora da fração de agra que si tre infiltração, acompanhando seu caminho pe o subsolo, onde a força gravitacional e as controlar o armitanamento e o movimento das aguas. De maneira simplificida, todaligua que ocupa vazios em formações rochosas ou no regolito (Cap. 8, e classificada como água subterrânea.

7.2.1. Infiltração

Infiltração e o processo mais importante de recarga da ligua no subsolo. O volume e a veloció de de intitração dependem de varios fai res

Tipo e condição dos materiais terrestres

A intiltração é favorecida pe a presença de materia s porosos e permeaveis, como so os e sed mentos arenosos. Rochas expostas muito fraturadas ou porosas tao pempermitem a infiltração de águas superficiais. Por outro lado, materiais arguosos e rochas cristalinas pouco fraturadas, por exemplo curpos feneos plutonicos e rochas metamorticas como granitos e griatises, são desfavoraveis a infiltração. Espessas coberturas de solo (ou mate) inconso idado) exercem um importante papel no controle da influração, retendo temporar amento parte da igua de infiltração que posteri irmente é liberada tentamente para a rocha sub acente. A quantidade de qui transmitida pelo solo depende de uma caractensiica in sortante, chamada de capacidade de campo, que corresponde ao volume de água absorvido pelo solo, intes de alingir a saturação, e que não sofre movimente para nivels interiores. Este parametro influencia diretamente a infiltraça y pois representa um volume de aguaque participa do solo más que tão contribu, comrecarga da agua subterranea, sendo aprovettada somente pela vegetação.

Cobertura vegetal

I m areas vegetadas a infitração é favorecida pelas ra zes que a trem camin to para a água descendente no solo. A coborte ta florestal ambém exerce importante função no retardamento de patre da água que atinge o solo, traves da interceptação, endo o excesso len tamente liberado para a superfície do solo por gote amento. Por outro lado, nos ambientes densa mente florestades, cerca de 1/3 da precipitação interceptada sofre evaporação antes de atingir o solo

Topografia

De modo geral declives acentuados favorecem o escoamento superfic al direto, diminu ndo a intiltração. Superficies suavemente ondutadas permitem o escoamento superficial menos veloz, aumentando a possibilidade de infiltração.

Precipitação

O modo como o total da precipitação é distribado ao longo co an e um fator decisto no volume de recarga da agua subterrânea, em qualquer upo de terreno. Chavas regularmente distribi idas ao longo do tempo promovem uma infiltração maior po e destimaneira, a veli cidade de infiltração acompanha o votivo de precipitação. Ao contrário, enuvas torrenciais tivorecem o escoamento superficial direto, pois a taxa de infiltração e inferior ao grande volume de água precipitada em curto intervato de tempo.

Ocupação do solo

cao influenciam significativamente a quantidade de agua infiltrada em adensamentos populacionais e zonas de intenso uso agroporciário. Nas áreas urbanas, as construções e a pavimentação impedem a infiltração, causando efeitos carastroficos devido ao aumento do escoamento superficial e redução na recarga da agua subterrânea. Nas areas rurais, a infiltração sofre redução pero desmatamento em geral, pera expusição de vertentes através de planta o os sem terraceamento, e pera compactação dos solos causada pelo pisoreamento de animais, como em extensivas areas de criação de gado.

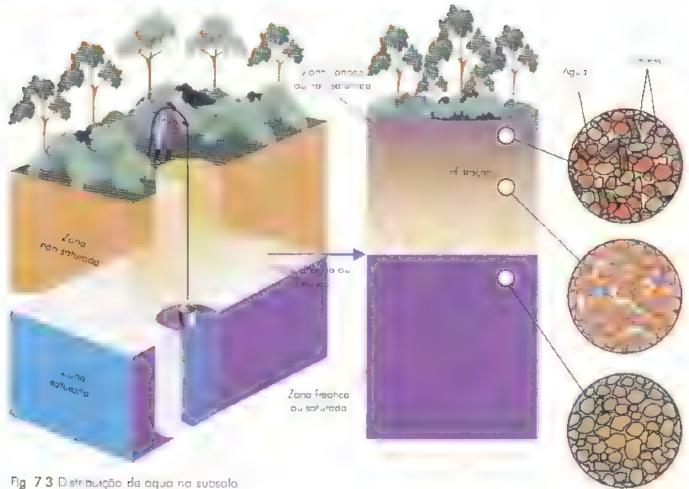
Um fato cur oso é a situação em grandes centros urbanos, como Sao Paulo, onde se detectou uma recurga significativa da igua subterrânea por vazamentos da redu de abastecimento (Cap. 20).

7.2.2 Distribuição e movimento da água no subsolo

O conceito de superficie freática ou nivel dagua

Alem da torea exacteacional e das características dos solos, selimentos e rochas, o movimento oli agua no subsolo e controlado também pela força de atração mo ecular e tensão superficial. A atração molecular age quando moleculas de agua são presis na superfície de argilonimerais por atração de cargas opostas, peas a molécula de água e polir-Liste fenomeno ocorre principalmente nos primerr)s metros de profundidade, no solo ou reg lite, rico em arg. ominerais (Cap. 8). A tensão superficial tem efeito nos intersticios muito pequenos, onde a água fica presa nas paredes dos pores, pedendo ter movimento ascendente, contra a gravidade, por capilaridade. A adsorção de água em arg lomineros e nos capillares dificulta sea movimento nas prostmidades da saperficie, reduzindo saa evaporação e infiltração. Assim, conforme o tamanho do poro, a agua pode ser aigroscópica (adsorvida) e praticimente imóvel, capilar quando sofre ação da tensão saperficial movendo se lentamente ou gravitaciona. (livre) em poros maior , que permitein movimen to mais rapido.

O limite inferior da percolação de agua 3 dado quando as rochas não acmirem mais espaços abertos (poros) devido à pressão da pilha de rochas sobre acentes. Esta profuncidade annge am maximo de 10,000m, dependendo da situação topografica e do tipo de rocha. Pode se imaginar entao que toda igua de infiltraça i tende a atingir este limire inferi or onde sotre um represamento, preenchendo todos os espaços abertos em direção a superficie. Estabelece se assim uma zona once todos os pi ros estão chejos de água, denominada zona saturada ou freatica (Fig. 7.3). Acima desse n'vol, os espaços vazios estân parcialmente precinchidos por agua. contendo tambem ar, definindo a zona não saturada, também chamada de vadosa ou zona de geração. O limite entre estas duas zonas e uma importante superficie denominida superficie freática (SF) o a nível da agua subterránea (nível d'agua, NA. Egimente identificado na pratici, ao se perfurarem poços, nos quais a altura da agua marca a pesiça do nível da água. A superfície (erada por varios pontes do NA constitui a superficie freatica.



O nive freatico acompanha aproximadamente as trregulandades da superficie do terreno, o que pode ser visualizado pelo traçado de sua superficie através de uma rede de poços (Fig. 7.4). Sua profuntidade é função da quantidade de recarga e dos materiais terrestres do subsolo. Em áreas úmidas, em alta playos dade, tende a ser mais raso, enquanto em ambientes ar dos tende a ser profundo. De modo geral, é mais profundo nas enstas de divisores topográficos n is interflex os) e mais raso nos fundos de vales. Quando o ravel d'água intercepta a superficie do terreno, atlora, gerando nascentes, córregiis ou rios. A maloria dos leitos fluviais com agua são atloramentos 1 W b

O nivel frentico tem uma relação intima com os rios. Os rios cuja vazao aumenta para jusante são chamados de rios efluentes, e são alimentados pela agua subterranea, satuação tipica de regiões âmidas. Ao contrario, nos rios influentes, a vazao dinunai a jusante, como consequência da recarga da agua subterrânea pelo escoamento superficial. Nestes casos a agua do no intiltra se para o nivel freático (Fig. 7.5) e o rio podera secar se un vel tor rebaxado, abandonando o le to do n 4 com 1 e comum em areas sem, andas ou andas.

Em areas undas, unde a evaporação é intensa e su planta a prec pitação, pode ocurrer a inversão sazonal da inflittação, quando uma parte da agua subterranea tem movimento ascendente por capilaridade, atraves sando a zona vadosa para alimentar a evaporação na superficie do solo. Este processo e responsavel pela nuneral zação dos horizontes superficiais do solo, pois sais dissolvidos na agua subterranea acabam precipitando e cimentando os grãos do regoato (saanização do solo. O caache é um exemplo de solo endarecido pela

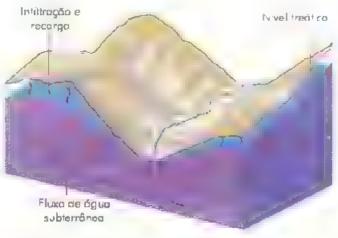


Fig. 7.4 O nive freatico e o relevo da superficie

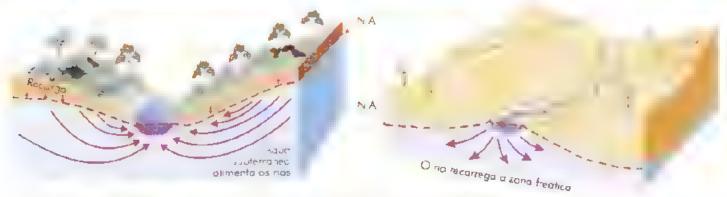
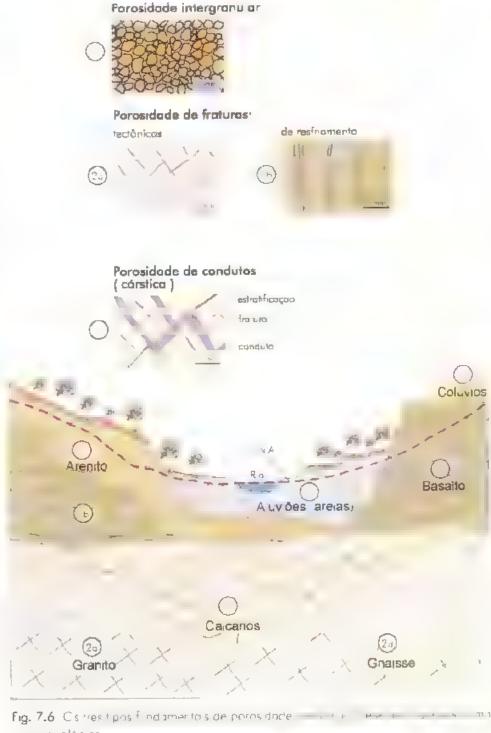


Fig. 7.5 R as ef lentes e influentes conforme a posição do níve freático em reiação ao vole.

precipitação de carbonato de copelas aguas ascendentes em árc s sum andas a andas.

Porosidade

A porosidade é uma proprie lade física definida pela relação entre o volume de poros e o volume total de um certo material. Lvis em dois apos fundamentais de porosidade nos materiais terrestres: primaria e secundaria. A porosidade primária e gerada juntamente com o sedimento ou rocha, sendo caracterizada nas rochas sedimentares pe os espaços entre os clastos ou graos (porosidace intergranular) ou planos de estratificação Cap. 14 Nos mate nais sedimentares o tamanho e forma das particulas, o seu grau de sejeção e a presença de cimentação influenciam a porosidade. A porosidade secundaria, por sua vez, se desenvo ve apos a formação das rochas metamórficas agness. sedimentares, por fraturamento ou talhamento durante sua deformação porosidade de fraturas). Um tipo especial de porosidade secundária se desenvolve em rochas solúve.s, como calcários e marmores, através da criação de vazios por dissolução, caracterizando a porosidade cárstica (Fig. 7.6).



seção geológ co.

Tabela 7.2 Volume de poros e tamanho de particulas em sedimentos Fato importante é a diminu ção da permeabilidade com o aumento do porosidade e diminuição do tamanho da partícula

Material -	Tomanho das particulas, mm	Forosideda I	l. Permeabilidade
Cascalho	7 a 20	35 2	Multa a ta
Areia grassa	† o 2	37 4	Alta
Are a fina	E,0	42	Alta a méd a
Sx tas e argila	0,04 a 0,006	50 o 80	Baixa a multo baixa

Permeabilidade

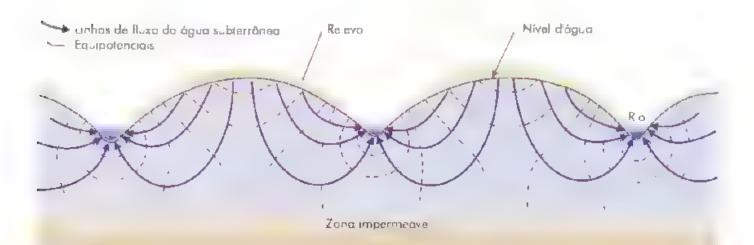
O princ pa fator que determina a disponibilidade e e subterránea não e a quantidade de agua que e materiais armazenam, mas a sua capacidade em permitir o fluso de água atraves dos peros. Esta propriedade esta de permeabilidade, que depende de tamanho dos poros e da conexão entre eles,

om sedimento argiloso, por exemplo, apesar de possuir alta porosidade (Tabe a ½), e prancamente impermeavel, pois os poros são muito pequenos e a igalitica piesa por adsorção. Por outro lado, derra mes has diteos, inde a rocha em sinão tem porosidade alguma, mas possu, abundantes fraturas abertas e intere inectadas, como distanções er unares (a nitas de resframento), podem apresentar aita permeabilidade devido a esta poros dade primaria.

Assim como os tipos de porosidade, a permestri dade pode ser primaria ou securie in

O fluxo de água no subsolo

Além da força gravitacional, o movimento subterrânea também é guado pe a diferença de presone entre do sipontos, exercida pela coluna de agistore acente aos pentos e pelas rochas ad acentes. Esta di erença de pressão e chamada de potencial da aquipotencial hidráulico, e promove o movimento aágua subterrânea de pontos com alio potencial, como nas enstas do nivel freatico, para zonas de haixo pitencial, como em fundos de vales. Esta pressão exercida pela coluna de água pide causar fluxos ascenden da agua subterranea, contrariando a gravidade, como no caso de porções profundas abaixo de enstas, indeia agua tende a subir para zonas de haixo potencia a unto a leitos de nos e lagos.



A unaix de pontos com o mesmo potencial hidradado o em sa asaperfício de fine as anhas equipotenciais do nivel freatico, semelhantes i curvas de nivel topográficas. O fluxo de agua, partindo de um potencial maior pia, outro menor, de fine uma linha de fluxo, que segue o caminho mais cumo entre dois potenciais diferentes, mun tracado perpendicular as un as equipotenciais (Fig. 7).

Condutividade Indráulica e a lei de Darcy

Observando o movimento do nivel freático em pocos e nascentes apos eventos de chava recarga, nota se que a velocidade do fluxo da agua subterránea e relativa mente lenta. Se fosse rapida, passados alguns dias depois da chuva, um poco normal ina secar. Surge a pergunta, porque o fluxo da agua subterranea em certos localidado e em octros e lento-

No fluxo de agua em superficie, a velocidade é diretamente proporciona a inclinação da superfice. Este grati de incinação, denominado **gradiente hidraulico** ($\Delta t/\Delta L_{\rm o}$), e definido pela razão entre i desnivel $\Delta t/\epsilon$ a distancia horizontal entre dos pontos (Δt). O desnive indica a diferença de potencia entre os pontos. Quanto maior a diferença de potencia e ada uma distancia lateral constante, mator será a velocidade e o fluxo.

Para o fluxo da agua subterranea, necessita se considerar alem da inclinação do nivel d'agua, i permeabi idade do si bisolo e a viscosidade da igua. A influencia desses parâmetros solore o fluxo da agua subterranea foi investa de equanificada em laborationo pelo engennos ro ladrata eo trancês Hienry Darcy, em 1856 resultando na timinatação da lei de Darcy, base da higrologia de meios perosos.

O experimento de Darey basecu-se na medição da vazão de agua. Q) com um mindro precinchido por materia, arenoso, para diferentes gradientes indrauteos. Fig. 7.—O fluxo de agua para cada gradiente foi calculado pela relação entre a vazão (Q) e a area. A da seção do cilindro. Este fluxo, com unidade de velocidade, foi actinido como a vazão específica. q) do material.

A vazão especifica e atretamente propore onal ao gradiente hidraulico. Neste gratico (Lig. 7.8), o coeficiente angular da reta corresponde a condutividade hidráulica, que é uma caracteristica intrinseca de material, express ado sua capacidade de 10.18 tils si su agua. Este parámetro é uma forma de quant a capacidade dos materiais transmairem água em funcião da inclinação do nível freatico.

Aleria se para o fato de que a vazão específica e um conceito macroscopic que considera o máticia todo, não se referinco às vel e dades rea sidos traje tos microscopicos entre os espaçois da poros dade. A vazão específica, com unidades de velocidade distan cia/tempo), deve ser entendida como uma velocidade macroscopica, ou média, ao longo do trajeto entre um ponto de entrada e outro de saida da água

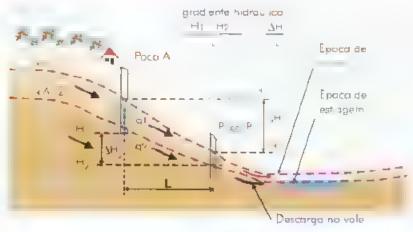
Uma das aplicações da lei de Da ey e determinar o fluxo da agua subterranca numa certa região, pela condut vidade hidraul ca med da em la urtorio ou, ao contrar o, medindo a velocidade menado fluxo, determinar a condutivo dade bidraul ca dos maternais.

A veloc dade de percolaça i da agua subtere nea também pode ser medida com il uso de tracadores, como corantes inofens cos a saace e acambiente, quando o tra eto di flavo e connecido Neste caso, meta se o corante na zona suturada de um poço, medindo se o tempo de percurso deste até am outro poço ou uma nascente. A velocidade do fluxo é a distância entre os pontos sobre o tempo de percurso.

De maneira geral, o movimento da agua subier nea é muito iento quando comparado ao escoament i superficia. Em materiais permeáveis, como area ma selecionada, a velocidade varia entre 0,5 e 15 cm/ma aungindo más mos de ate 100 m/dia em casculu sibem se ecionados sem elmentação. No caso de como e gial siste pouco fratur dos, o fluxo e desalloumas dezenas de centímetros por ano, la em basaltos muito fraturados, registram se velocidades de ate 100 m/dia. Os fluxos mais rapidos seo registrados em calcanos com condutos carsuces, com maximos de 1,000 m/hora.

Para movimentos munto ientos e por lingas distâncias, os hidrogeologos utilizam metodos geocronologicos (Cap. 15) para medir ve ocidades. Um deles baser se no "Ci, presente no CO, atmosterico da selvido na igua sobterranea. Uma vez que o isotopo radioativo "Ci não é repost i no percurso subterranea, seu decaimento em função do tempo permite catar a agua subterranea. Di valindo-se a distancia entre a zona de recarga da agua subterranea e o ponto anassado (um poço ou nascente se idade la água, obtem se sua ve ocidade de perce a. Estudos realizados na bacia do Mutanhao Piaulí, me straram idades de até 35.000 inos para a agua subterrânea em camacia siprofuncias, indicando fluxos em torno de 1m) anea.

Na natureza:



Ensaro no laboratório.

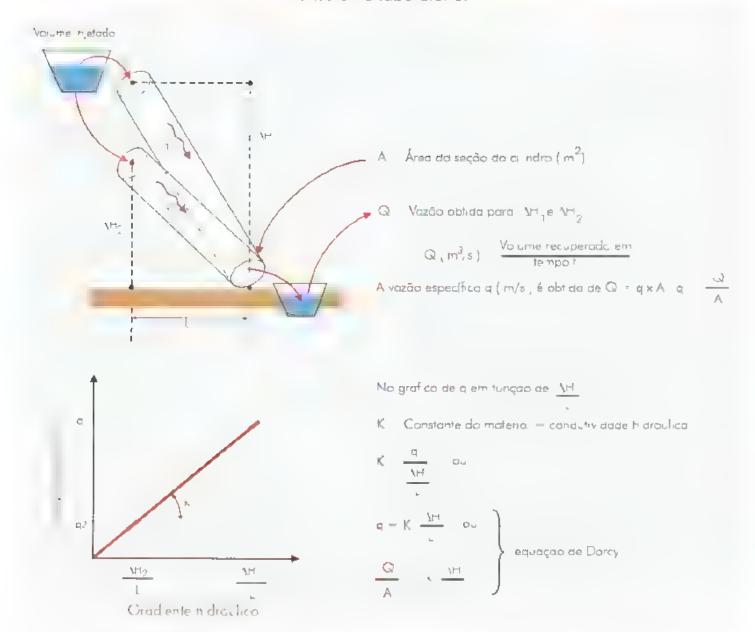


Fig. 7.8 Obtenção experimento da le de Darcy

7.2.3 Aquiferos: reservatórios da água sub terrânea

I rudades rochosas ou de sedimentos, portosas e permeaveis, que armazenam e transmitem volumes significativos de figua subterrânea passíve, de ser explorad i pela sociedade são chamadas de aquiferos de latim "carregar agu."). O estude dis aquiferos visando a exploração e proteção da água subterranea Cap. 20) constitui um dos objetivos mais importantes da Hidrogeologia.

Em oposição ao termo aquifero, unliza se o termo aquiclude para definir anidades geologicas que, posar de saturadas, e com grandes quantidades de agua absorvada lontamente, são incapazes de transmitir um volume significativo de água com ve ocidade sufficiente para abastecer poços ou nascentes, por se tom ocidas relati amente impermicaveis. Por outro lado, un dades geologicas que não apresentam poros titeros nectados e não aoscrivem e nom transmitem tigua são den iminadas de aquifugos.

Recentemente os hidrogeologos têm unlizado os termos aquitero e aquitarde para exprimar compara tivamente a capacidade de producato de água por anidades rocacisas, onde a unidade com produça de água corresponde ao aquitero e a menos produtiva ao aquitarde (Cap. 20). Por exemplo, numa sequencia de estratos intercal idos de arenitos e siliitos, os siliitos, men is permeaveis que os arenitos, correspondem ao aquitarde. Numa mara secuencia, formada de saltitos a argintos, a anicade silitosa pode representar o aquifero. Portanto, o aquitarde corresponde a camada ou unidada geologica relativamente menos permeavel mana des romada sequencia estratigno ica.

Bons acuiferos são os materiais com media a alta conduta, lade la dráulica, como sedimentos mensolidados (por exemplo, cascalhos e arelas , rochas sedimentares (por exemplo, arentos, conglomerados e aguns calcarios), alem de rochas vulcánicas, plutonicas e metanorificas com aro grau de fraturamento.

Aquiferos e tipos de porosidade

Conforme os três tipos fundamentais de porosidade, dentificam se aquateros de porosidade intergranular (ou granular), de fraturas e de condutos (carstico). Os quiteros de porosidade granuar ocorrem ne regolito em rochas sedimentares clasticas com porosidade primar a. Os arenitos, de modo geral, são escelentes

aquiferos deste upo. A produtty dade em agua dos arenitos diminio com o seu grao de elmentação, como é o caso de arenitos sucificados, quase sem permicabilidade intergranular.

A maiona dos aquiferos de fraturas forma se em ronsequencia de deformação fectónica (Cap. 19), na qual processos de debramento e talhamento geram sistemas de fraturas, normalmente seladas, devido a profundidade. Posteriormente sofrem aberturas sebmi metricas a milimetricas, perm tindo a entrada e fluxo de ági i, pela expansão das rochas devide ao al'vio de carga litostati absade pele soergiamento regional e erosão das rochas sobrejacentes. E oby o que o fluxo de agua somente se instala quando as traturas que compoem o sistema estao interconectadas. Fraturas não tectoricas, do tipodisjunção colunar (Cap. 17) em rochas vulcanicas, como nos derrames de basaltos, podem ser gui das durante as etapas de resfri mento e contração, possib litando que estas rochas tornem se postercrmente importantes aquiferos.

Aquiter is de condutos caracterizam se pela poros dade cársi ca, constituda por uma rede ce con dutos, com diametros milimetricos a metricos, gerados pela disso ução de rochas carbonaticas. Constituem aquiteros com grandes volumes de agua, mas extrema mente vulneraveis à contaminação. Cap. 20., devide a baixa capacidade de fi tração desse upo de porosidade

Na natureza, esses aquiferos correm associados, refletindo a variedade litológica e estrutural de sequen cias estratigraticas. Situações transitorias entre os tipos de aquiferos ocorrem, como por exemplo, em regiões ca cárias, onde aquiferos de fraturas passam aquiferos de condutos, ou de porosidade granular nos depós tos de cobertura.

Aquiferos livres, suspensos e confinados

Aquiteros livres são aque es cujo topo e demarca do pelo nível freatico, estando em contato e m a atmosfera (Fig. 7-9). Normamente ocorrem a profundidades de a guns metros a poucas dezenas de metros da superficie, associados ao rego to, sedimentos de cobertura ou rochas.

Aquiteros suspensos são actant lações de agra sobre aquitardes na zona insaturaça, formando níveis lentiformes de aquiteros livres acima do nivel treatico principal (Fig. 19).

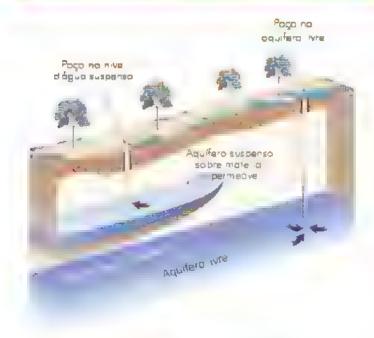


Fig. 7.9 Aq. teros i vres e suspensos. Aqui teros suspensos ocorrem quando umo comado imparmedyel intercepto a infinitação.

Aquiferos confinados ocorrem quando um estra to permeavel (aquitero esta continado entre deas unidades pe uco permeáveis (aquitaroes) ou imperme áveis. Representam situações mais profundas, a dezenas, várias centenas ou ate milhares de metros de profun didade onde a agua está sob ação da pressan não somente atmosferica, mas também de toda a coluna de agua localizada no estrato permeável (Fig. 7.1.).

Artesianismo

Em determinadas situações geologicas, aquiteros continados cião origem ao fen meno do artestanismo, responsáve, por poços otrantes, chamados de artestanos (nome derivado da ocasidade de 1700. França Neste caso, a agua penetra no aquifero confinado em direças a profuncidades crescentes, onde sofre a pressão hidrostanea crescente da coluna de água entre a zona de recarga e um ponto em profuncidade. Quan do um poço perfata esse aquitero, a agua sobe, pressionada por esta pressão hidrostanea, jorrando

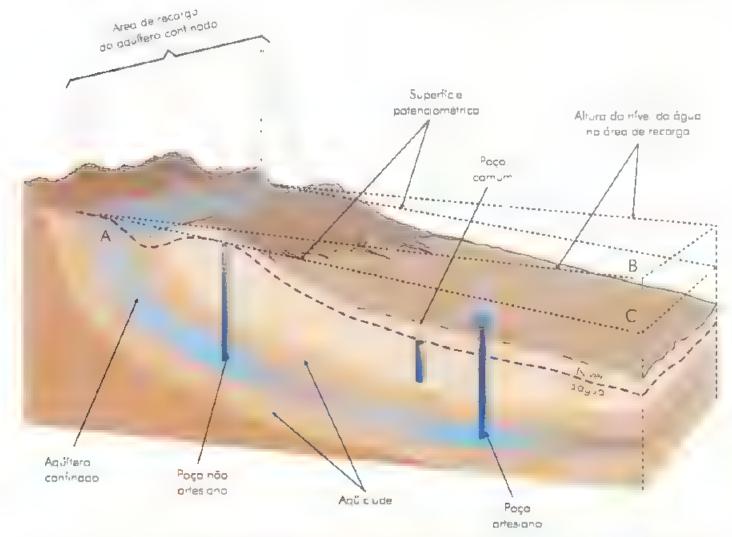


Fig. 7.10 Aquifero continado, superficie patenciamétrica e artesian sino. A água na paço artesiana jo ra tre a a tura da initia AC e não AB devido á perda de patencia in dráulico durante a perca ação no aquifero.

quer as seguintes condições; uma sequência de estratos incinados, onde pelo menos um estrato permeáve. encontre se entre escitos impermeaveis e uma situação germetrica em que o estrato permeável intercepte superficie, permitindo a recarga de água nesta cama da. O poço, ao perturar o aquitero, permite a ascensao da agua pelo principio dos vasos comunicantes, e a e a orra na tentanya de atrigir a altura da zona de recarga. A altura do nível da água no pogo correspende ao que, potenciométrico da agua, em trés dimensões, o conjunto de varios niveis potenciometricos denne a superficie potenciométrica da igua (F.g. 7.10). Devid la perda de carga hidrauli ca 30 ongo de fluxo há um rebaixamento no níve car a no poço em reacao ao níve dágas da zona de recais. Este desnivel cresce conforme aumenta a distancia da area de recarea.

natura mente. A formação deste upo de aquífero re-

Quando ocorre a conexão entre um aquitero con finado em condições artestanas e a superficie, atraves de descontinuidades, como fraturamentos, faihas ou fissaris, formam se nascentes artestanas

7.3 Ação Geológica da Água Subterrânea

Acir geotogica é a capacidade de um comunto de processos causar modificações nos maier a siterres tres, transformande minerais, tochas e feicões terrestres. O escu pimento de tormas de relevo da superficie ter restre e um tipo de ação geologica, dominada pela unamica externa do planeta Terra, conhecido como cão celomortica.

A zona de ocorrencia ca aqua subterranca e uma regiao onde é iniciada a maioria das formas de releve, pois a agua subterrânea é o principal meio das reações do intemperismo químico. O movimento da água subterrânea, somado ao da agua superfícial, o principais agentes geomorficos da superfícia da Terra. A ação geomorfica da agua subterrânea se traduz por vários processos de modificação da superfície terras tre e seus respectivos produtos (Tabela 73,

7.3.1 Escorregamentos de encostas

A movimentação de ci berti ras como solos ou sedimentos inconsolidados em encostas de mo : 4 em velocidades muito variaveis (Cap. 9). Os movime rápidos, com deslizamentos catastróficos acontecemcom frequencia em epocas de fortes chuvas, em regies de relevo acadentado. Os movimentos mate lentos são enamados de raste amento / do silo, com velocidades normalmente menores que 0,3 m/anta Osmovimentos de encostas e m velocidades superiores a 1.3 m/ano sao englobados na categoria de escorregamentos ou deslizamentos de encostas, com ve.oc.dades que podem ultrapa sar 100 km, bor-Enquanto o rastejamere o lento é movido un camento pe a força gravitacional, não havendo influencia de aguano material, os escorregamentos são movidos pelo processo de soliflaxão, no qual a força gravitacional age devido a presença de i ua subterranea no subsolo-

Os materiais inconso idados em encostas possuem ama estabilidade contro ada pe o atrito entre as particulas. No momento em que o atrito interno e venete o pela força gravitacional, a massa de solo entra em movimento, encosta abaxo. A dimunu ção do a trito

Tabela 7.3 Principais processos e respectivos produtos da ação geomórfica da água subterranea.

Processo I	Produte 7
Pedagênese intemperismo químico) (Cap. 8)	Cobertura pedalógica (solas)
So iffuxão (Cap 9)	Escarregamentos de encostas
Erosap interna, solapamento	Βοζοτόςας
Carshficação (dissolução)	Relevo cárstico, cavernas aquífero de condutos

entre as particulas e causada principalmente pe a adição de agua ao material. Embora a agua aumente a coesar entre particulas do solo quindo presente em pequena quanticade, carravés da tensão superficial que a amenta a atração entre as particulas), a saturação do solo em agua acaba envolvendo a maioria das particulas por um tame de agua, dinomando drasticamente o atrato entre cais e permitindo o seu movimento pela lorça gravitacional, no processo conhecido como solifluxão. A saturação em agua também ao menta o peso da cobertara, o que contriburá instabilização do mate.

Tanto o rastijame ito como o escorrigamento de encostos são processos naturas que contribuem para exoneção de las gem, modificando vertentes. Um exemplo de escorregamento catastrofico ocorreu na Serra do Mir, em 1967, destrundo estradas e soter rindo lo um sipenfericos da cidade de Caraguatatuba, noral de São Paulo. Esses movimentos podem ser ridardos ou acelerações pela retirada artifical da conerturo vegetaç acarrecindo o aumento da influtação de circus, luir ticação das particulas e sea, novimento vertente abaixo (Fig. 7.11).

7.3.2 Boçorocas: a erosão que ameaça cidades

Quem vina pela serra da Mintiqueira titul de Minas Occiso, vale do Paruba, ou observa as colmas do oeste de São Paul) e norte do Parana, nota a presença de tendas e corres disseminacos nas vertentes, cada vez mais frevuentes. ão as **boçorocas** (ou vocanceis), tem das pelos manadores locais pirque constituem felicles et asivas, altanume destrutivas, que rapidamente se amphani, interindo campos, solos calivados e zonas povoacia. O termo hoçoroca guita, em ingles tem sus origem do tem guaran "vhy", ter it "se tok", rasgar ou romper.

respective secontains of the professional memory of the period secontains of the professional memory of the professional memory of the period
Originam se de sulcos gerados pela erosão linear. Mas, enquinto os sulcos ou raymas são formados pela 14 10 um siva do escoamento superficial concentrado

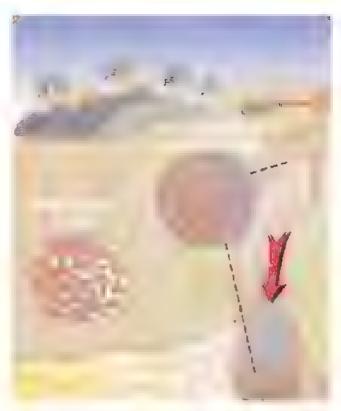


Fig. 7.11 A saturação em água do materia invanso idudo devido á subido do enço fredico em periodos de chuvas ensas promove escartegamentos de encastas.

em linhas, as boçoroc is são geradas pela ação da agua subterranci. Vamp aça i de se cos pela erosão super ticual forma vales fluviais, em forma são Vecom vertentes inclinadas e fundo estreito. A partir do momento em que um sulco derva de evo uir pela crosa o fluvial e o afloramento do nivel frea co anua o processo de erosão na base das vertentes, finstala se o bocorocemento. Victosão provocada pelo afloramentido fluxo da agua se hierranea tende a solapar a mase disparedes, carreando material em profuncidade e forman do vazios no interior do solo (cros o internito da tubificação). O colapso desses vazios inst. Moza is vertentes e e responsave, pela metinacio alimipta e pelo recuo das paredes de boçorocas.

A evo ução de salcos de drentigem para nocurocus normalmente e causada pela alteração das condições umbientais da Ucal, principalmen e pela retinida da cobertura vegetal, sendo quase sempre consequencia da intervenção humana sobre a canamica da pasa gem. Listas feições podem atingor a mensões de atevarias dezenas de metros de largura e protuncidade, com várias centenas de metros de comprimento. A

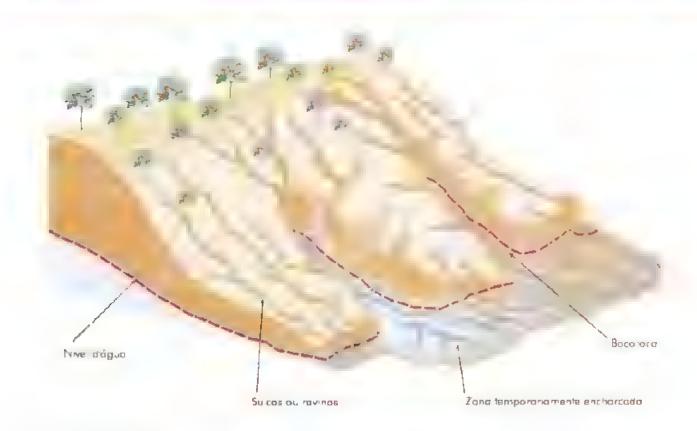


Fig. 7.12 Marta agia de sulcas e b.

ocorrencia de boçorocas sobre vertentes desprotegidas torna este processo pouco controlável, e o seu rapido trescimento trescimento trescimento trescimento trescimento trescimento anogo áreas orbanas e estradas. Esc. 7.13

7.3.3 Carste e cavernas: paisagens subterrâneas

Dentre as paisagens mais espetaculares da Terra ressa tam-se os sistemas carsticos, com cavernas, canions, paredões rochosos e re coos rumitormes produzidos pela ação geológica da agua subterranea sobre rochas soluvets. Alem de representarem atrações obrigaterias para turistas, fotografos e cientistas, as cavernas constituem um desafio aos exploradores das fronteras desconhecidas do nosso planeta. Juntamente comtopos de cadetas de montanhas e fundos ocean cos, as cavernas atoda reservam territorios nunca antes percorndos pelo ser humano. A exploração de cavernas tem sido de interesse da humanidade desde tempos pre historicos, conforme o registro arqueologico de habitações humanas, com até dezenas de nulhares de anos, como nas cavernas de Lagoa Santa MG le Sac Ramando Nonato (PI



Fig. 7.13 Boçaroca na região urbana do municipi de Bouru. SP), desenvo vida sobre a manto in en perico bacia do Pararia. Foto de 1993, arquivo PT SP

Carste e a tra ução do termo ale não kaist originació da palavra kriisto, denominação dada pelos camp neses a uma pa sagem da atual Croacia e I slivênia , antiga lugoslavia), marcada por nos subtitir e is com e vernas e superficie ac dentada dominada por depressões com paredoes rochosos e torres de pedra

Do ponto de vista indrologico e geomortologico, sistemas carstiços são constituidos por três componentes intra cais. Etc. 7,14), que se desenvolvem de maneiro con unta e interdependente:

- s stemas de cavernas formas subterrancas acesstycis a exploração.
- aquiferos de condutos formas condutotas da agua sub em nec.
- 3, relevo carstico formas superficiais,

Rochas carstificăveis

Sistemas carsticos são formad sipela dissillação de certos upos de rochas pela agua subterrânea. Considera-se rocha soluvel aquela que apos sorrer intempersano quimie i produz pouco residuo misca vel. Entre as ro-

chas mais favoraveis a carstificação encontram se as carbonaticas (calcarias, marmores e do omitos, por exemplo), cuto principal nuneral calcita, e/ou dolom ta,, dissocia se nas ions (a) e/ou Mg. e (O), pe a ação da agua. Os ca carios são mais soluveis que os colomitos, pois a solubididade da calcita é maior que a da dolom ta.

Rochas evaporiticas, constituidas por hali a e/ola gipsita, apesar de sua altissima solubi idade, origi am sistemas carsticos somente em situações especiais, como em áreas áridas a sermiáridas, pois seu in emperistio sob clima ámido é tão rapido que não permite o plano desenvolvimento do cars e

Como exemplo de rocha considerada insoluve pode se citar os granitos, nos qua s teldspates e inicas submetidos ao intemperante or ginam tigilom nerals estave s em superfície, procuendo muito residuo to soluvel em comparação ao volume in cial de rocha, o que impede o aumento da porosidade se and no

I m caso especial, piuco contant, sao os quartzitos. Aposar da baixa solubiadade do quartzito em aguas naturais, quartzitos com baixo teor de residuos insoluveis podem desenvolver sistemas carsticos, quand sofrem longos períndos de explisição a ação da aguas subjetránca.

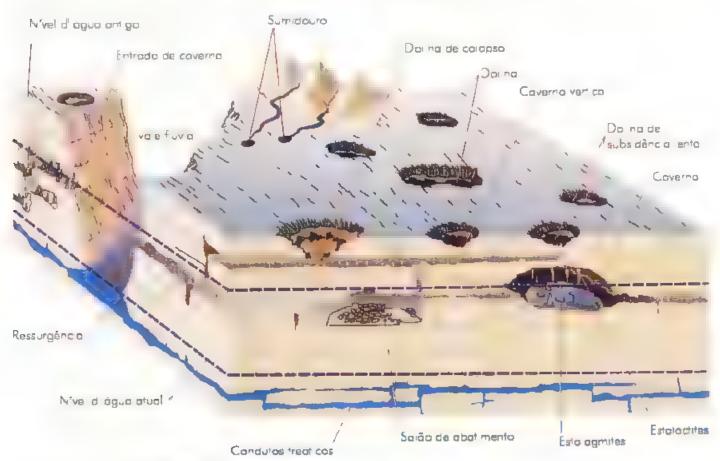
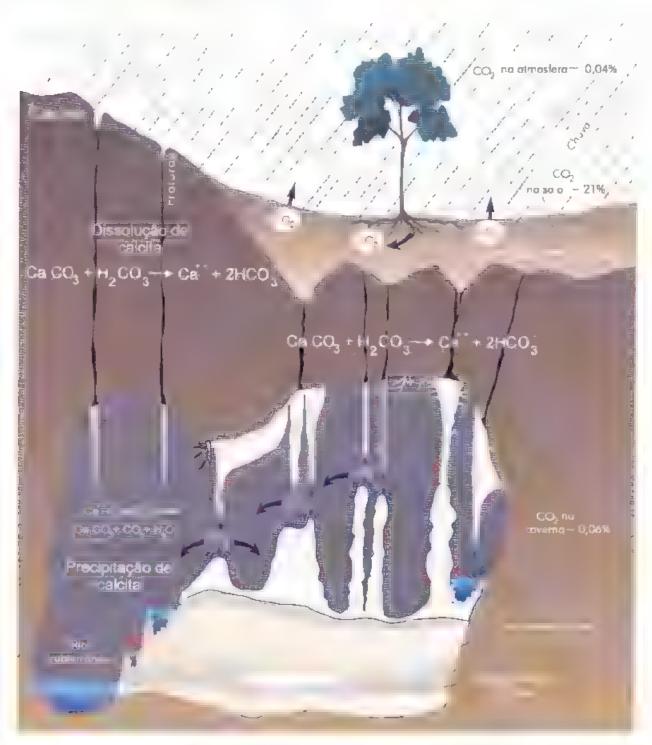


Fig. 7,14 Componentes principals do sistema carstico

Dissolução de rochas carbonáticas

O nuneral calcita é quase insolutel em agua pura, produzindo concentrações in ximas em Ca' de cer ca de 8 mg I, ao passo que em aguas naturais é bastante so uvel, como é evidencado em nascentes

cársticas, cuias aguas são chamadas de "danas", devide ao alto teor de Cale Mg (até 250 mg/L). Este fito deve-se a dissolução acida do carbonato de calei operacido carbon co (Cap. 8), genado pela resção entre agualidas carbônico. Esta esta los



Tipos de espelectemas

- 1 Estalagrinte
- 3 Estalactite t po conudo
- 5 Cortina com esta actite
- 7 Excantneos (heiidites)

- 2 Estalagmita tipo vela
- 4 Esta actite
- 6 Columb
- 8 Represos de travertina com cristais de calcita subaquática

Fig. 7-15 Dissa ução e precipitoção de colotta num perfilicárstico e principa si tipos de espelentemos

As aguis de chuya, aciditicadas inicialmente com o CO atmosferica, se frem um grande enriquedimento em acido carbonico quando passam pelo solo, pois a respiração das raizes das plantas e a decomposican de materia organica resultam em elevado teor de CO no solo. O acido carbón co é quase totalmente consumi do nos primeiros metros de percolação da agua de áo no pacote rochoso, sendo que, nas partes

nais protundas do aquifero, resta somente uma pequena parecla deste acido para dissolver a rucha.

Outro agente corrosive as veves presente na agua subterrine, e o acido sulfunco, gerado principalmen te pela oxidação de sal etos, como printa e galena, in nera sa reessorios maito frequentes em rochas carbonat cas.

Requisitos para o desenvolvimento de sistemas carsticos

O desenvolvimento pleno de sistemas carsticos recuer tres condições.

a) Rocha solúvel com permeabilidade de fraturas.

Rochas so uveis do substrato gel·logico, principal nente calcinios, mármores e dolomitos, devem possua ama rede de descontinuidades, formadas por superfíctes de estratificação, planos de fraturas e falhas, cantetenzando um aquitero de traturas. Com a disso ação da rocha ao lengo de intercessões entre planos, instalam se rotas preferenciais de circulação da água subterrane. Em rochas sem descontinuidades plana e porosidade intergranular dominante, a dissolução ocorre de maneira disseminada e homogenea, sem o acsenvo vime ito de rotas ce fluxo preferencial da água subterrane.

b) Relevo - gradientes hidráulicos moderados a altos

O desenvolvimento do carste e favorecido quando região carbonatica possui topografia, no min mo, m devidamente acidentada. Va es encai vados e desniveis grandes geram gradientes bidital cos mai ires, com flaxos mais tapidos das aguas de pere lação ao longo dos condutos no aquiter. Eseme hança co que se observa no escoamento superficial. Essas velocidades maiores da igua subterranca resultam em muor eficiencia na remoção de residuos insoláveis, bem como na dissolução da rocha ao longo das rotas de flavo e rios Subterrâneos, acclerando o processo de carstificação Aguas com fluxo lento exercem pouca ação, po s logo saturam se em carbonato, perdendo se corrosiva e a capacidade de transportar partículas

c) Clima - disponibilidade de água

Sendo a dissolução a causa principal da formação de sistemas cársucos, o desenvo y mento do carste e mais intenso em climas umicos. Alem de altiplavios dade, a carsificação também é tavorecida em ambientes de clima quente com densa vegetação, onde a produção biogênica de CO, no soão e mais r, au mentando o teor de ácido carbônico nas áza as de infiltração. Desse modo as paisagens carsinas são mais desenvolvidas em regiões de cama quente e umido quando comparadas às regiões de clima frio

Cavernas e condutos

Cavernas são cavidades naturais com dimensões que permitem acessi, ao ser humano. Cavernas cársi cas são parte do sistema de condutos e vazios caracteristicos das rochas carbonaucas

A ampliação dos condutos que compõem as rotas preterenciais de fluxo da agua subterrânea aumenta gradam amente a permeabilidade secundaria da rocha, transformando parte do aquitero fraturado em aquifero de condutos, característica hidrologica fundamental de sistemas carsticiis.

Devido ao rebaixamento do nivel freatico em função da crescente permeabiadade, muitas vezes somada ao soergu mento tetró neo da regiao, se tores da rede de condutos, iniciados e desenvolvidos em ambiente freático, são expostos acima de nive da água, sofrendo modificações e ampliação em ambiente vadoso. Estes segmentos de condutos, quando atingem dimensões acesso cis ao ser hum no, constituem as cavernas. O processo de formação do aquífero de condutos e cavernas é el amado de espeleogênese, termo otiginado do grego spelaturo, que significa caverna.

No vasto sistema de porosidade de concutos de um aquifero cárstico, cerca de 1% e acessivel ao nomem, formando sistemas de cavernas, compostos por um conjunto de galerias, condutos e saloes, todos fazendo parte de uma mesma pacia de drenagem subterrânea, caractenzada por entradas e sa das da agua. Os padroes morfologicos dos sistemas de cavernas refletem principalmente a estrutura da rocho acimamento dobrado ou porizontal e geometra i densidade do siscima de ficturas e a maneira como é tealizada a techiga de agua no sistema, co se a, atraves de sumidouros de nos comorigem externa ao carste ou a partir de varios pontos de infintração distribuidos sobre a se petito e carbonati

Depositos sedimentares em cavernas e espeleotemas

Nos concutos expostos na zona de oscilação do nivel da agua, a ampiração das cavernas ocorre pela ação de rios subterráneos, os quais entalham seus leitos, tormando can ons subterráneos. Nesta fase maciam se processos de abatimento de blocos, transformando parte dos condutos originais em salões co desmoronamento onde se acumulam pahas de tragimentos de rocha com din ensoes extremamento variadas.

Com o religioramento co nivel da agua mos da superfice são absorvidos petos condutos carsticos, o que car sa a inicicao de importantes volumes de agua c



detntos prove nentes das arcas de captação superficta desses nos. Parte dos defntos pode ser acumalada o inge das drenapens subterraneas, tornam o dep si tos sedimentares fluviais nas cavernas. Com o etadans rebaixamento do leito fluvial, acompanha do o soerguimento regional, testemanhos dos sedimento fluviais são preservados em níveis superiores das garras subterraneas. Estas te ções são importantes ni estado da historia de enta hamen o e rea são paleoambientais do no subterraneo.

Outro for intend importante que portrevernas acima i o naiel trectico e a deposição manerais pos teros, parades e prejectos dos envidados, p duzando um varado com nto de term. orna nen aciles, gener camente den imin di espeleotemas (Lg. 7.15). Os minerais mais ecim depositados em cavernas caisticas sacribiale ta c rigoni a (l. g. 16). A pricipitação oci ric coanco a iguas saturadas em CaCO percem CO par, o a biente das cavernas, pois a conceptração de CO de it nostera subterranca e me to menor que a gianta. de de (1) dissolv do mas aguas de in istraça. enriquecidas em CO, biogenico. Devido a esta ella renca de conteado em CO, a soução de intil riç. rende a se equil prar com a atmosfera da caverna, j dendo CO, e causa o desiocimento da teação entre agua, gas carbonico e carbonato de colción i sen ido. de precipitação de CaCO :

Os espeleotemas são classificados segund ma e o regime de fluxo da agua de informações. Os principal da sua grande diversidade mortologica. Os pas frequentes são formados por go cramen gua de infiltração, com esta acutes e estalagmites



ngs / b , rest notro Kalma , ek / Santana SP Foto Agriano Cambarin

(Fig. 7.15). As primeiras são geradas a partir de gotas. que surgem em frituras nos tetos de cavernas e crescem em direção ao piso. Inicialmente formam se . It ites do tipo canado (Fig. 7.16), pela superpos ção de ane s de carbonato de cálcio com espessura microscipica. Estes canados podem dar origem pi steriormente a formas cônicas, quand i o interi ir di canado e obstruido e a deposição do mineral passa a ocorrer através do escorrimento da so ação pela superficie externa do canado. As estalagimites crescem do piso em direção à origem co garcjamento, com o acâmulo de carbonato de calcio precipitado pe a gota apos atingir o piso. Quando a deposição do mineral é associada a filmes de solução que escurrem sobre superficies inclinadas, são gerados espe cotemas em torma de crostas carbonáticas, que crescem com a superposição de tinas lâminas de carbonato de calcio, podendo cobrir

trechos do piso e paredes de cavernas até uma espessura de varios metros

Os espeleotemas podem firmar acumulações de varias camadas, compostas pot mais de um mineral por esemplo caleita e aragonita), e engilhar contribuições detríticas, como areia e argila, traz dos por enchentes de nos subterrimeos, ou mismo pela agua de gote amento. Desta maneira, constituem rochas sedimentares de origem quim ca precipitadas a partir da figua sab errâne.

Formas do relevo cárstico

A caracteristica principal de superficies carst cas é a substituição da rede de drenagem flavial, com seus vales e canais organizados por bacias de dre nagem centrípeta, que à primeira vista tormam um quadro de drenagem cautico a ssas bacas conduzem a agua superficial para sum douros, que

> concetam a superfulic com a drenagem subterranca

Quanto mais desenvolvido o sistema carst co, maior sua permeabilidade secundána, o que aumenta o número de some ocros e respectivas pacias de drena gem centripeta. Isto, por sua vez, o neicona um terte in cremento no volume de infiltração e dimineção no volume de agua do escoa mento superficia.

Associadas as drenagens centrípetas, desenvolvem se dolinas, que representam uma das terçoes de relevolmais trequentes e tipicas de paísagens carsticos, com talmanhos que variam en re uma banheira e um estadio de tutebol. Dolinas são de pressões conicas, circulares na superficie, lembrando a torma de um funil. Do mas de dissolução formam se com a dissolução a partir de um ponto de infiltração na

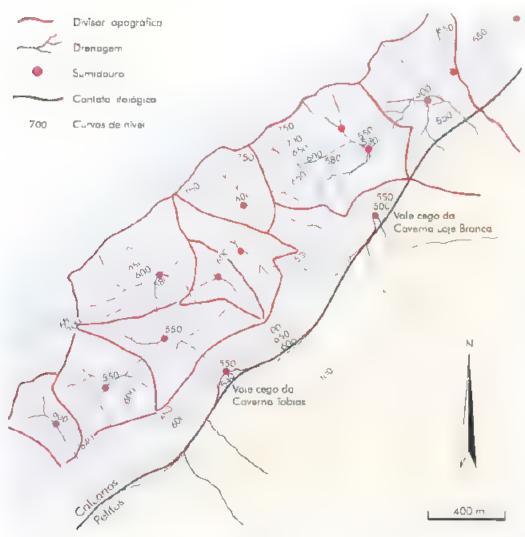


Fig. 7.17 Bacias de drenagem centr peta e vales cegas vistos em mapo tapograf co. Exemplo da região da tacia do río Betan, vale da Ribeira, sul de São Pou o

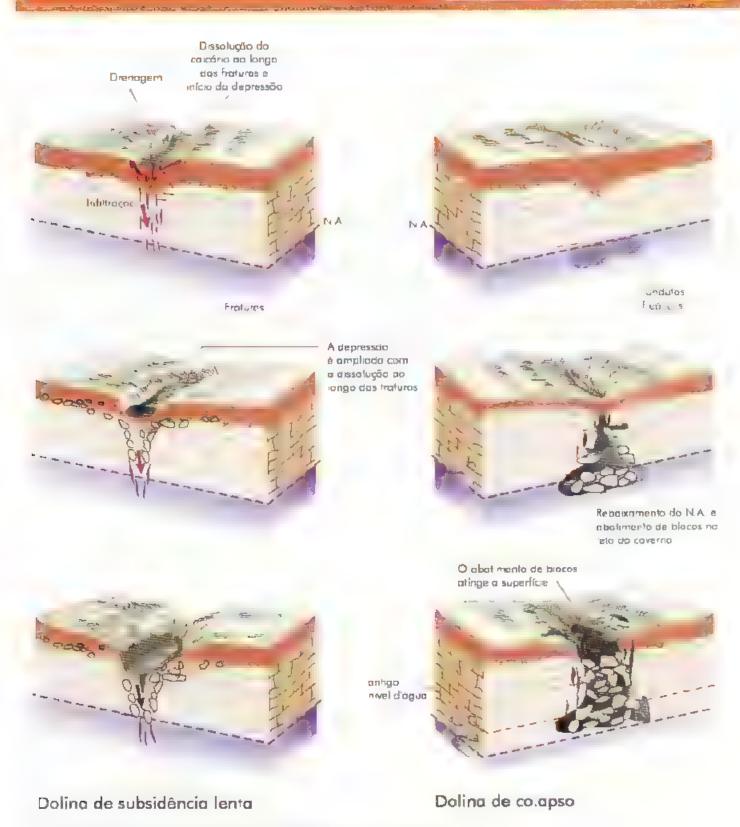


Fig. 7-18 Evolução esquemática de do mas de colapso e de subsidência lenta.

superficie da rocha (zona de cruzamento de fraturas). Crescem em profundidade e diametro, conforme a rocha e o material residual são levados pela água sub terrânea (Fig. 7.18). Dol nas de colapso (Fig. 7.18) são aquelas geradas a partir de colapso da superfície de vido ao abatimento do teto de cavernas ou outras cavidades em profundidade. No primeiro tipo de

dolina a subsidencia do terreno é lenta, enquanto no segundo, e rapida, frequentemente dando acesso a ca vernas. Um dos processos que desengati ha o abatimento de covidades em profundidade é a perda da sustentação que a agua subtertanea exerce sobre as paredes desses vazios, pelo reba xamento do nivel freatico e exposição das cayidades na zona vadosa.

Oatra feição ciágnos tica do carste são os vales cegos con s que repentinamente desa parecent em sumidouros unt a anfiteatros rochos is ou depressões. Os vales cegos mais expressivos ocorrem quando a superficie carstica e rebaixada em relação aos terrenos não carbonar cos, ande as rios corremem direção aos carbona. os e os samidouros m tream a zona de contato entre as rochas (Ing.

Vales cársileos o de abstimento são for mados quando galerias de cavernas sofrem abo

timenso, frequentemente expondo nos subtetrâneos, e geram depressões alongadas com vertentes vernealizadas. Apesar do produto final ser parecido com va es fluviais, este não pode ser class ficado como tal pois sua origem não é devida ao entalhamento de um canal fluvial. Fig. 7.19

Areas de rochas carbonaticas expostas quase sem profundidades de milimetricas a metricas, às veze-c in lâminas proeminentes entre os sulcos. São os lapias ou cancluras de dissolução. Formam se mi cia mente pela dissolução da rocha na interface solo rocha e após a erosão do solo continuam seu de senvolvimento pelo escorrimento da agua de precipitação diretamente sobre rocha (Fig. 7,20).

Intre as formas mais notaveis do relevo carstico, e tam se ainda os cones cársticos. Constituem me tros de verrentes fortemente inclinadas e paredes rochosas, representando mortos testemanhos que resistiram à dissolução. São típicos de áreas carbonaticas com relevo acidentado. Distribuem o na forma de divisores de água contornando hacias de drenagem centripeta. Frequentemente ahrigam trechos de an iços sistemas de cavernas em diterentes nive sidas.



Fig. 7.19 vale is in the common section of t



Fig. 7.20 Afloramento calcár a enialh il por caneturas a dissilucão (la la na região da caverna do Pis Torantis Foto Adriano Gambana

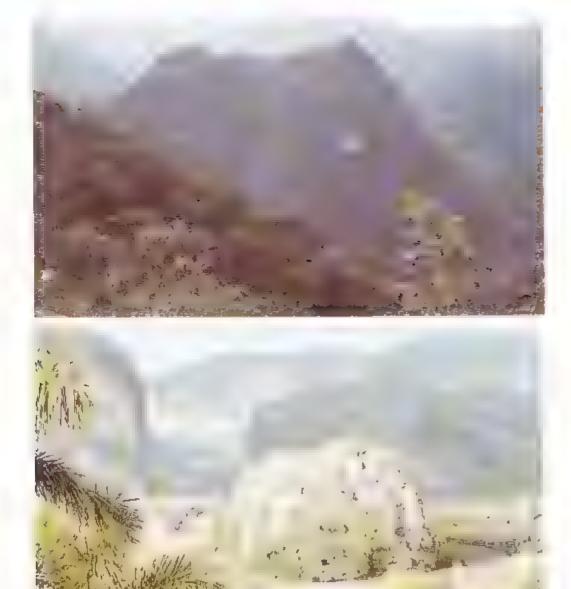


Fig. 7.21 a) Cones cársticos, região do vale do na Betari, poranga SP (b) região de Piñar del Rio. Cuba Fatos, ivo Karmann

Carste no Brasil

Cerca de 5 a 75% do território brasi e ro é ocupado por carste carbonático, constituindo um importante componente nas paisage is do Brasil

A major area de rochas carbonat cas el tresponde aos Grupos Bambuí e Una, do Neoproterozóleo. O primeiro coare porçoes do norbeste de Minas Gerais leste de Goias, sudeste de Tolantins e beste da Babía. O segundo ocorre i su o centra, da Bilhia. Predominam calcanos e dolomitos pouco deformados e drenagens de baix, gradiente, com relevias soaves e vastas depressoes

tom dolinas de abatimento e vales carst cos. Mu tas cavernas são conhecidas nessas areas, incluind a mais extensa do Pais, como a Toca da B ia Vista municipio de Campo Formoso, BA), uma caverna com padrão labiminico e cerca de 81 km de galer as mapeadas. Além de tavernas e vistosas paisagens, abrigam também importantes aquiferos, ainda pou co explorados para abastecimento de agua. Grande parte da região metropolitana de Belo Horizonte, por exemplo, é abastecida com agua subterrânea proveniente do carste.

Nos listidos de São Paulo e Piraná, os terrenos carsticos concentram-se sobre ca car os metamortizados e dibrad is do Grupo Açungui, com relevo audentado e zi nas de carste poligonal, dominado por bacias de drenagem centripeta e vistos os cones carsticos. Os sistemas de cavernas, atingindo ate 8km de desenvo vimento, caracterizam se por abrigar savernas Casa de Pedra, com 350 m, e o Abismo do Iuvenal, com 250 m, localizadas no alto vale do rio Ribeira, sal de São Paulo.

No Oeste d' Brasil, importantes sistemas carsucos encontram se nos calcarios e dolomitos. do Grupo Corumbá, MS e Grupo Araras, MT. N setor leste da serra da Bodoquena e região do manicipio de Bonito, MS, ocorrem cavernas con

grandes lagos su sterráncos. At vical es co exploração sa saquatica tem reve al o plessagens e m de largura e profuncidades de 15 m, ev dencian do cavernas em processo de submersão devid salisidencia teciónico da recião.

Leituras recomendadas

FEITOSA, F. A. C. e MANOEL Fo., J. (coord. Hidrogeologia – concestos e aplicacões. Fortaleza CPRM e LABHID LEPE 1997

FREEZE, A & CHERRY, J. A. Grandwater Engelwood Cliffs-Prent.ce-Hall, 1-79

GLL1ESON, D. Cares: Processes, Divelapment Management Oxterds Blackwell, 1996

7.1 "Buraco" de Cajamar: acidente geológico no carste

om cere de lem de d'ametro a printindidade. Destrindo consta ce um caso el marco de lem de d'ametro a printindidade. Destrindo consta ce um caso el marco de la medición de d'ametro a ser se se utrivil des languages. A patrices en el mentio en monte el mentio en marco de 400m. Após seus meses, o buraco establizos con 30m de d'ametro a printindidade con tante de 3m a pipolegio ocalisem si per ser, e mentio en materiale de 3m a pipolegio ocalisem si persos similaren la mentio de 400m. Após seus meses, o buraco establizos con 30m de d'ametro a printindidade con tante de 3m a pipolegio ocalisem si per se si remano el materiale de 3m a pipolegio ocalisem si persos si remano el materiale de presenta de constante de acción de controlo de acción de acción de acción de acción de acción de controlo de acción
No dia do colapso, geologos em visita ao local levantaram a hipótese do abatimento de ama o verna abrixo em efecto, por esta se encontra sibre e acimos. Estados pestero recrealizados per que cos colonidades de la tenta de la lacación de norma en entre que como similar contrata de la colonidade pestero de la case notada norma entre de norma entre de norma entre de norma


Fig. 7.22 Situação estabilizada da dolina de Cajamor em 7,1/87, com aftoramento da nive d'água no fundo. No inícia do cojapso em 12/8/86, época de estiagem, não aftorava água

da zona de cavidades foi a causa do colapso destas. Amburu se o rebaixamento do nive, d'agua a somatoria dos chitos da época de estragem e da extração de agua por poços da reguo. Este acidente geologico causou muita polémica na época, pois foi a primeira dolina de colapso no Brasil que aterou ama zona urbana densamente occipada Após sua estab lização, a area da Johna de Cajamar foi transforma da em praça publica. Fenômeno semel tante aconteceu em sezu da na zo urbana de Sete Lagoas, MG Alias, Sete Laguas deriva seu nome de sete donnas com lagos. A formação de dolinas representa um tenomeno de risco geologico que deve ser considerado no planejamenlo do uso e ocupação do solo em terrenos carbonáticos



abitamos a superticie da Terra e dependemos, para viver, dos materiais disponíveis. Estes, em sua mai or parte, são produto das transformações que a crosta terrestre sofre e., interação com a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera, ou seja, são produtos do intemperismo. Consultuem a base de importantes atividades hidranas, relacionadas, por exemplo, ao ciutivo do solo e ao aproveitamento dos depos tos minerais na constituem e civil e na indústria. A exploração sustentavel desses recursos depende do conhecimento de sua natureza e da compreensão de sua gênese, o que constitui o objetivo principal deste capitulo.

O intempensmo é o conjunto de modificações de ordem fisica (desagregação) e quimica (decomposi; ção) que as ruchas sofrem ao atlurar na superfície da Terra. Os produtos do totemperismo, rocha alterada e sol., estad su e tos aos outros processos do ere o supergeno — erosao, transporte, sedimentação quais acabam icvando à denudação continental, com _____ o consequente aplainamento do relevo.

Os fatores que controlam a ação do intempensimos são o clima, que se expressa na variação sazonal da temperatura e na distribuição das chuvas, o relevo, que influe no regime de intiltração e drenagem das aguas pluviais, a fauna e flora, que fornecem materia organica para reações quimicas e remobilizam materiais, a rocha parental, que, segundo sua natureza, apresenta tesistência diferenciada aos processos de alteração intemperica e, finalmente, o tempo de exposição da rocha aos agentes intempericos.

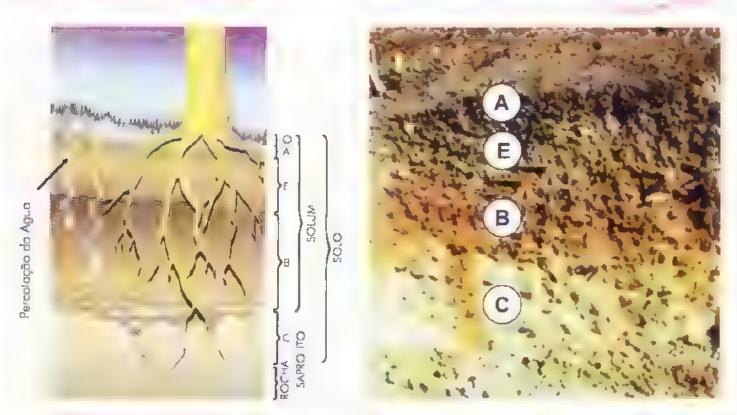


Fig. 8.1. In the determination of the state of constitute to travels also be compresented as a professional pedagênese. O, A. E. B.) O solo compresente a sapro la (C. el asolumi

Descrição das horizantes

- C H si na trian ria de a lista de Poste se significa en Si, la cisse par el 1900 de superior ande a heranga morfológica da rocha não é mais reconhecida.
- Horizonte de acumu ação de arg a, matéria orgânico e axi hidrox dos de terro e de a uminio
 - Ho sortemak is ligit and the sembly and dominated and loss that a companion of the distriction of the contraction of the contra
- A Horizonte escura, com materia minera le orgânica e a talat vidade biológica
- O Horizonte rico em res os argânicos em vias de decomposição

A pedogênese (tormação do solo) ocorre quan do as mod ficações causadas nas rochas pelo intemperismo, alem de serem quimicas e mineralogicas, tornam se sobretudo estraturais, com importante reorganização e transferencia dos nunerais tormadores do solo – principalmente argilominicais e oxindrox dos de terro e de aluminio – entre os niveis superiores do manto de alteração. Aí desempenham papel fundamental a fauna e a flora do solo que, ao realizaren suas funções vicais, modificam e movimentam en irmes quanticades de material, mantendo o solo acração e renovado em sua parte mais superficial.

O ntemperismo e a pedogênese levam à formação de um perfil de alteração ou perfil de solo. O porfil e estruturado verticalmente, a partir da rocha fresca, na base, sobre a qua, formam se o saprolito e o solum, que constituem, juntos, o manto de alteração ou regolito (Fig. 8.) Os materiais do perfil vão se tornando tanto mais diferenciados com relação à mena parental em termos de composição, estraturas e texturas, quanto mais afastados se encontram dela, Sendo dependentes do clima e do relevo, o intemperismo e a pedogênese ocorrem de maneira d sunta nos diferentes comparti mentos morfo-climáticos do globo, levando à formação de pertis de alteração e impostos de nonzontes de diferente espessum e composição.

8.1 Tipos de Intemperismo

predominantes de atuação, são normalmente classificados em intemperismo físico e intemperismo químico. Quando a ação "física ou bioquimica) de riganismos vivos ou da maiena organica proveniente de sua decomposição participa do processo, o intemperismo é chamado de físico biológico ou qui mico biológico.

8.1.1 Intemperismo físico

Todos os processos que causam desagregação das rochas, com separação dos grãos minerais antes coe sos e com sua tragmentação, transformando a ere ta inalterada em material descontinuo e friave constituem o intempensino tisico.

As tranações de temperaturi ao longo dos dias e noites e ao longo das diferentes estações do ano cau sam expansão e contração termica nos materiais rochosos, levindo à fragmentação dos graos nune rais. Alem disso, os munerais, com diferentes coeficientes de dilatação termica, comportam se de forma diferenciada às variações de temperatura, o que provoca deslocamento relativo entre os cristais, rompendo a coesão inicial entre is grãos. A mudança ciclica de uma ade tambem pode causar expansão e contração e, em associação com a variação termica, provoca um efetivo enfraquecimento e fragmentação cas rochas. Este mecanismo é especialmente eficiente nos deseritos, onde a diferença de temperatura entre o dia e a noite e muito marcada.

O congelamento da agua nas fissaras das rochas, acompanhado por um aumento de vi lume de cerca de 9%, exerce pressão nas paredes, causando esforços que terminam por aumentar a rede de fraturas e fragmentar a rocha (Figs. 8,2 e 8,3).

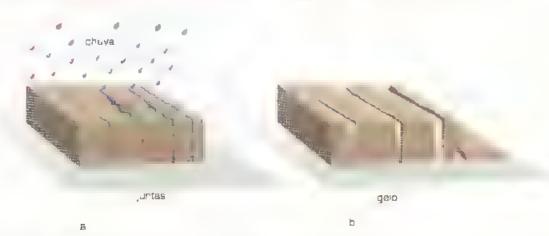


Fig. 8.2 Fragmen ação por ação do gelo. A água fau da acupa as fissuras da rocha (a) sendo posteriormen to congelada, expandindo e exercendo pressão nos paredes, b,

Veristalização de sais dis solvidos nas aguas de intiliração tem o mesmo efeto. Com o passar do tempo, o crescamento desses mine rais também causa expansão das fissuras e fragmentaca i das rochas. Essa enstalização pode chegar a exercer press as enormes sobre as paredes das rochas, não 🦠 mente devido ao proprio creseimento des enstas, mas também por sua expansão termica, quando a temperatura amenta has horis mais quentes do dia, ou pela abere de umidade



Fig. 8.3 Bioco de gna sse fraturado pela ação do gelo nas Essuras. Antártica). Foto: Michael

I ste tipo de intempensmo fis co é um dos principais problemas que afetam os monamentos. Os sais mais comuns que se precipitam nas fissuras das rochas são cloretos, sultatos e carbonatos originados da própna alteração intempenca da rocha, que são dissolvidos

pe as solações perculantes provenientes das chavas Ha, atualmente, uma grande preocupação em preservar e restaurar monumentos historicos e, por essa razão esses process is intempéricos vém sendo intensamente investigados

O intemperismo fisico também ocorre quando as partes mais profundas dos corpos rochosos ascendem a níveis crustais mais superficiais. Com o a vioda pressao, os corpos rochosos expandem, causando a abertura de fratur is grosse ramente paraletas a serve tície ao longo da qual a pressão foi aliviada. Estas traturas recepem o nome de juntas de alívio (Fig. 8.4



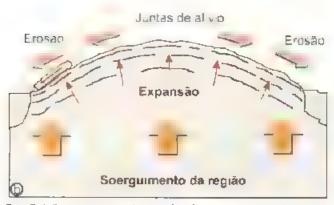


Fig. 8.4 Formação das juntas de alívio em consequência da expansão do corpo rochoso su eito a a into de pressa i pela erodo do materia sobreposto. Est s descantinuidades servem de am nhos para a percojação das payas que promovem a aftero-Intes da erosão, b) depois da erosão



Fig. 8.5 Ação do crescimento de raízes, alargando as iss 🚃 e contribuindo para a tragmentação das rachas. Fotos Alain Ruellon

Finalmente, outro efeito do intemperismo físico é a quebra das rochas pela pressão causada pelo crescimento de ratzes em suas físsuras (Fig. 8.5)

Fragmentando as rochas e, portanto, aumentando a superfície exposta ao ar e a água, o intemperismo físico abre o caminho e facilita o intemperismo quími co. A l 1g. 8,6 mostra o aumento da superfície especifica de um bloco de rocha quando dividido em blocos me tores.

8.1.2 Intemperismo químico

O ambiente da superficie da Terra, caracterizado por pressões e temperaturas baixas e riqueza de água

e oxigênio, é muito diferente daquele onde a maioria das rochas se formaram. Por esse motivo, quando as rochas afloram à superficie da Terra, seus minera se entram em desequilibrio e, atrives de uma serie de reações quanicas, transformam se em outros minerais, mais estaveis nesse novo ambiente.

O principal agente do intempersimo químico é a água da chava, que infiltra e percola as rochas. Essa agua, rica em O., em interação com o CO, da atmosfera, adquire caráter ácido. Em contato com o solo, onde a respiração das plantas pelas raízes e a oxidação da matéria orgânica em quecem o am nente em CO, tem seu pH ainda mais diminuído.

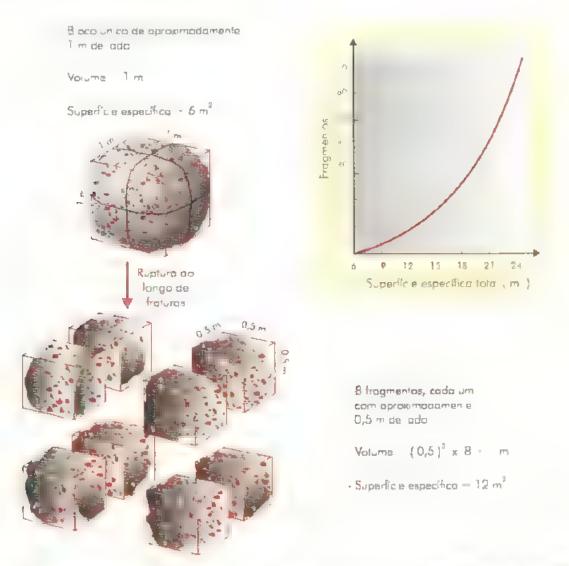


Fig. 8.6 A tragmenta for delimición de colderación el componhado por minimiento, un invento del medición de colderación de col

As equações abaixo representam os equalíbrios de HO com (O);

Quando a degradação da materia organica não é completa, varios (pos de acidos organicos são formados e neorporados as aguas percolantes, tornando-as muito acidas e, consequentemente, aumentando seu poder de ataque em relação aos minerais, intensiticando assimo ontempensino químico.

Os constituintes mais soluveis das richas intemperizadas sac transportados pelas aguas que dre many o perfil de alteração (fase soluvel), [imconsequencia, o mater a que resta no pertil de alteracao (fase residual torna se progress, vamente entre necido nos constituintes menos solúveis. 8848 constituintes estão nos minerais primários residuais, que res st ram à ação intempença, e nos minerais. secondarios que se formaram no pertil. Dentre os principals minerals resida ils, o mais comum é o quartzo. Os minerais secundarios são chamades de neoformados quando resultam da precipitação de sabstancias dissolvidas has aguas que percolam o pertil, tomo e o caso, por exemplo, dos osi ladroxidos ce ferro e de a uminio. Quando se formam pela interação entre as soluções de percolação e os maneous primarios, modificando sua composição química, porem preservando pelo men is parcialmente sua estrutura, são chamad a de minerais secundarios transformados. A transformação ocorre essencial. pente entre os filessilicatos, como no caso das micas til issilicato pri nario) alteradas em illitas ou vermicultas, file se heatos secundarios,

8.2 Intemperismo, Erosão e Sedimentação

O intemperismole um elo importante no ciclo das nocias, estando sua atuação estritamente relacionada à genese das niciais sed mentares.

Os processos intemperions atuando sobre as rocli s individual im uma fase residual que permanece in situ, cobrindo os confinentes, e que é formada por intimerais primitires inalterados e minerais secundários transform dos e neoformados. As principais associações minerais de manto de ateração incluem o quartzo, as micas mais ou menos transformadas, os argil im neta sido grupo da caulinita e da esmectita e os osi ludrosi, os de ferro e aluminto. Complementarmente à gera do manto de alteração, é produzida uma assel quida composta de soluções aquosas ticas nos elementos mais soláveis nas condições remantes na superfície da Terira, tais cem i o sodio, o calcio, o por assilie o magricio e, em menor grau, o silicio.

Em periodos de estabilidade tectorica, quando os continentes estab recopertos por vegetação, essas so luções são lentamente drenadas do perfil de alteração, indo depositar se nos compartimentos rebaixados das pasagens, entre os quais os mais importantes sobacias de sedimentação mannhas, (Assian, enquanto os continente sotre principalmente erosão quanica que eva ao tehaixamento de sua superfice das bacias sedimentares precipitam-se essencialmente sedimentos químicos, que darão origem as rochas sedimentares químicas, tais como os calcarios, therit e evaporitos (ver Cap. 14).

Madanças e imaticas e fenomen is tector cos podem colocar em desequilibrio o manto de alteração dos continentes, removendo a vegetação e formando o mais vulneravel à erosão mecânica. Dessa forma os iminerais primários e secundarios formados no pertiserão carrega, os pelas águas e depositados nas bac as de sedimentação. Essa ciapa do aplamamento dos em tinentes dominada pela remoção mecânica do si na emas do manto de alteração esta relacionada à garação das rochas sedimentares clasucas, tais como os aren tos, folhedos e argilitos, ver Cap. 14)

Ambientes de intempensoro e ambientes de sidimentação pride o ser vistos, portanto, como cumplementares, sendo dominantes nos pemeiros os processos de subtração de materia e, nos ultimos, os processos de adição de materia.

8.3 As Reações do Intemperismo

As reações do intemperismo químico podem ser representadas pela seguinte equação generica

Mineral I + solução de alteração → Mineral II + solução de listiviação

stas teações estão sujeitas às leis do equilibrio qui mico e às oscilações das condições ambien ais. Assim se componentes, como a propria água, são retirados ou adicionados, es mações poderão ser aceleradas ou retardadas, ou seguir cam nhos diferentes, gerand diferentes nunerais secundári is e diferentes soluções de lixiviação.

Na maior parte dos ambientes da superficie da Terra, as aguas percolantes tem pH entre 5 e 9. Nesses ambientes, as principais reações do intemperismo são: hidratação, dissolução, hidrolise e oxidação. Em alguns ambientes, o pH das águas pode ser inferior a 5 c, peste caso, ao invés da hidro ise, a reação preduminante e a acidolise.

Hidratação

A bidratação dos minerais ocorre pela atração en tre os dipolos das moléculas de agua e as cargas elétricas. nac nectralizadas das superfíctes dos grãos (Fig. 87). Na hidratação, mo ceulas de agua entram na estrutura mineral, modificando a e formando, portanto, um novo ininera. Como exemplo, pode se citar a traos formação de anidrita em gipso, segundo a reação:

$$CaSO_1 + 2 | 11 O \rightarrow CaSO_1 2 H O$$

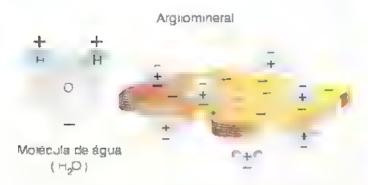


Fig. 8.7 As cargas elericas insaturadas no superficie dos graps minerals atraem as moléculas de aqual que funcio nam como dipo os devido á sua morto agra

Dissolução

Viguns minerals estão sajeitos à dissolução, que consiste na so upil zação completa. Plo caso, por exempio, da calena e da haira, que entram em solução conforme as equações abaixo-

$$Ca(C) \rightarrow Ca' + CO'$$

$$\sum a(1) \Rightarrow \sum a^* \in CL$$

A dissolução intensa das rochas que ocorre mais consumente em terren s calcanos, pode levar a formacado de relevos cársticos, caractenzados pela presença de cavernas e domas vers -

Hidrólise

Os principals in nerals from icores das rochas, que são os silicatos, podem ser concelidos como sais de um ácido traco (HSiO) e de bases tortos (NaOH, KOH, Ca(OH), Mg,OH J. Quando em contato com a água, os silicatos sofrem hidrólise, resultando nama s lução alcalina, pelo fato de o HSO, estat pratica mente indissociado e as bases maito dissociada

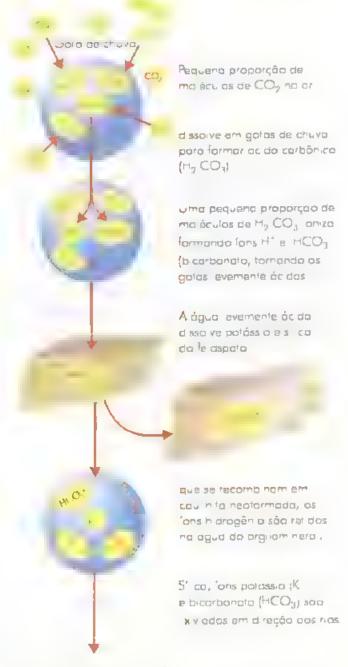


Fig. 8.8 Alteração de um feidispata parassico em presença de aqua e ácido carbônico, com a entrada de Hilina estruluto. do minera , subsi tuindo K. O potássio é total tiente eliminado pela so ução de lixiviação e a si iça apenas parcial nente, o si ca não e minada recombina se com o a um nio também não el minado, forma ido uma fase secundário argilipsa (cau in ta-

Di n II, resultado da Enzição da igua, entra nas estratar estreneras, deslocando poncipalmente os canons non nos (se executos), de salvi e alcalmo terrosos (Ca * e Mg *) que são liberados para a solucio. A estratura do min na nicitace sol do solucio de alteração acaba sendo no momeros, em grupos políticas) na fase líquica. Esses elementos podem recom nou reconstante a fig. 8,8 m estra o esquema de interação de um teldispato em um mineral secundano ecotornacio, e cala mita. Na Fig. 8,9 am enistal de ediplo em viso de alteração de produtos secundanos de procupiração imediata, de ama ideia da perda de miteria e da gen eo de porosidade causadas peo intemperismo quanco.



Fig. 8.9 in a jem lobit da da Microscóa a Eletrânica de Varre dura, mostrando te aspato pa una mente al ssa vida da lango las crivingens pero intempensmo qui mico i foto: A Aicover Nero

A hidrolise ocorre sempre na faixa de pH de 5 a 9. Schii, no me o, cond o es de renovição das soluções reagentes, estas man em se sempre diluidas, e as rea

solem prossegnir, eliminando os componentes soleveis. O gran de elemento dos elementos sa setantes edesde hidronse tantas edesdelmentos e cer ne a intensie ace de hidronse. Por exemplo, no caso dos feidspitos potassicos, podem se distinzu.

Hidrolise tord

Na hidrolise tota 100 % da si tea e do potassio sao e munados. A salada apesar de primo si davel na ta xa de plima bidrolise (Lg. 800) pode ser tota.

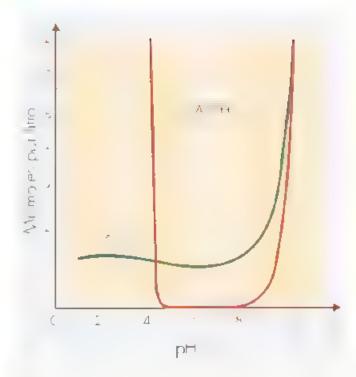


Fig. 8.10. Solub idade da si cale do aluminio em função do pH, a 25%. Ate valores de pH de cerca de 8, a si cale pouco soluvel, sua solub idade a menta em meios mais a calinos. O aluminio e praticipamente insoluvel no interva o de pH dos ambientes inormais na superficie (4.5 a 9.5 il em meios muito acidos ou muito a calinos é solub izado com a AE e A.O., respectivamente.

mente eliminada se as soluções de alteração perminecerem dilidas, o que acontece em condições de pluviosi, ade a tale ilrenagem eficiente dos perms O residão da hidronse total do la telespato e o bidros do de alumino i gibbsita), insolavel nessa faixa de pH (F) 8 10)

$$\mathsf{KMS}(\mathsf{O}_{\mathsf{c}} + \mathsf{SH}(\mathsf{O} \to \mathsf{M})\mathsf{OH}_{\mathsf{c}} + \mathsf{3H}(\mathsf{SO} + \mathsf{K}^* + \mathsf{O})$$

Hidrólise parcial

Na hidrolise parcial, em funça i de condições de drenigem menos eficientes, partir da si ica per manece no pertil; o potassio poda ser iota i ia parcialmente eliminado. Esses elenien os tragen com o al, minio, for nando illum nossilicatos indiatados (argilominerais).

rim função do grad de chomiaça i do po assio, dias sidaç les são possiveis

* 100° ϵ do petessão e eliminado em solução: 2 KAISQO₈ + 11 H O \rightarrow Si Al O₃(OH)₄ + 4 A₃SiO₄ + 2 K* + 2 OH Nesse caso, forma se a caulinita, com e iminação de 66% da sibier e permanencia de todo o duminao.

parte do portissió mada e minada em solução
 2.3 KAScO_n + 8.4 (LO → Si_n AL _nO AL _nOH₁ K + 3.2 (1,5iO + 2K* + 3O 1)

Aqui for ha se octro i po de arguom noral esmecida, com el minação de 87° da potesso a 40° da sina e permanencia de todo o al anti-o.

No ciso de l'idrolise total, alem de alam no, tambén) e detre permanece no pertil, je que esses el selementos têm comportament i geogram co ma tesemelhante no domanio hidrolitico. No processo de eliminaca i total da sibe i e tormicro de osi hidrodeos de alemina e de ferro da se o nome de alitização da ferralitização.

No caso de hidrolise parcial, ha a formição de siteatos de alaminio, e o processo e genericamente deno misdo sialitização. Quando são originados argilhamentas do tipo da caulinha, em que a relaçio de atomas Si Mig II (am atoma) de sil cio para a mide alaminio ma molecular, fala se de monossialitização, No caso de serem formatos irgi eminerais do tipo esmecinta, em que a relação No e 2.1 dois atomos de silicio para am de alaminio na molecular, o processo é a bissialitização.

Acidólise

Na mai ir parte 12 si perficie dos commentes os processos intempericos são de natureza hadrolitic. No processos da materia or anica não e total, fermam se acid s orgânicos que communim bastante o pH das águas, sendo assim capazes de complexar o terro e o alicinimo, colocardo os em solução. Nestes dom nos ce pH < pinão e a hitorolise, más a acidolise o processo dominimo da dicomposição dos numerais primarios.

No caso do fe dispato potassico, ocorre acidolise total, quindo as soluções de ataque tiverem plit me not que 3, lazendo com que todos os elementos entrem em solicie.

As rocias que sofrem acidolise total geram sol is constituidos prática ne ne apenas dos minerais printatios mais insoleveis como o quartizo solos pocablicos. Acidólise parcial exerre ena não 18 so ce as de atache apresentam pla en re 3 e 5 e, nesse caso a remeção do alumino e apen se parciai, levando a ndivide a zacao de esmectrios e impos s

Oxicação

Agains element is policin estar presentes nos noncrais em mais de em escido de exalação, co policio exemplo, e ferro, ese se encontra nes minerais fetro magnesianos primatios como a piolitic, antibol es, prevenos e obvinas sobjetima de le conhecado em solução, oxida se a le colo precipi a como actor isso mineral, a gocilitir, cue e implicado e terro adra adella 8.11.

2.eS₀O + 51 O +
$$\frac{1}{12}$$
 O \rightarrow 219OOH + 21 SO

A goetinta pode transformar se em nemarta pot desidratica o

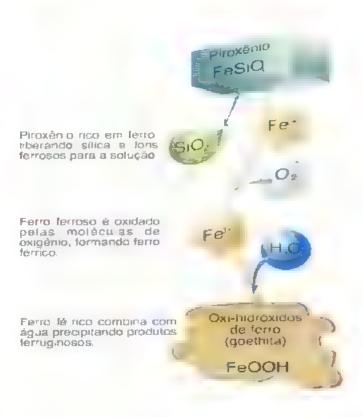


Fig. 8.11 A a eração intempensa de um in lera do le resulta por oxidação do fer incla fer la milio de le oxidação do fer incla fer la milio de la oxidação do fer la milio de la oxidação do fer la milio de la oxidação do fer a de la o

O le mão entra na estrutura da maior parte dos reg l'immerais. Apenas em certas esmecutas nontronites) pode ser encontrado substitu nd co A Mais raramente, em qua midade muito pequena, pode sobstituir o A mas cau mitas. De modo geral, no dominio da nidrolise ti tal ou da hidrolise que leva à modoss altização, o ferro e individualizado em óxidos e ox hidros dos chematita e goethita, principa mente. Esses minerais conferem às coberturas intempericas tons de castanho, vermelho, larama e amarelo, tao comuns nos solos das zonas tropicais,

Genericamente, dá se o nome de lateritas às tor macões su perficius constituídis por oxi hidroxidos de ilantanto e de ferro e por cautanta. Ao conjunto de processos responsaveis por essas assaciações m nerais, respectivamente, altitzação e monossialitização, da se o nome de laterização.

le das as reações co intemperis no quan co acon cem nas cescontinuadades das rochas, podendo esultar no fenomeno denominado esfoliação esferoidal. As restas e os ver ces dos blocos rocho esta para expostos ao ataque do intemperismo umico que as faces, o que resulta na formação de flocos de formas arrecondadas a partir de formas naciosas (Eigs. 8.12 c. 8.13).



Fig. 8.12 A dieto cac esferoida - Compania de forma de forma de la moderna de la marco del marco de la marco de la marco del marco de la marco del marco de la marco de la marco de la marco de la marco del marco de la marco del la marco de la marco de la marco de la marco del la marco de

8.4 Distribuição dos Processos de Alteração na Superfície da Terra

A distribuição potencial dos processos de alteração na superfície da ferra na escala o odonica, en tunção dos parametros elimente os atuais, está teprosentada na Fig. 8. 4. Esse escuema e supera posseamente do is dominos

- Revocs sem al eração quim ca, correspondende
 4 da superficie dos commentes
- * Regiões com alteração química, correspon, endo a 86°, da superfície dos continentes

As regiões sem autração química são aquelas ca racterizadas por uma carência total de água no estade liquido, o que pode resultar de duas satua;

de tal sorte que a água se encontra se upre no estado sól do são as acinas polares

b) o meio e caracterizado por um i secura extren i devido a ausencia de cheva, ou por terte ex tperição são os desertos verdadaros, como e Sarra, o Atreamire o Cob



Fig. B 13 Aireração estero da em bloca de rocha gnão com es a siconcentricas sendrir riik a como em que as mais inierras. Fonte Plummer 8 M a significant

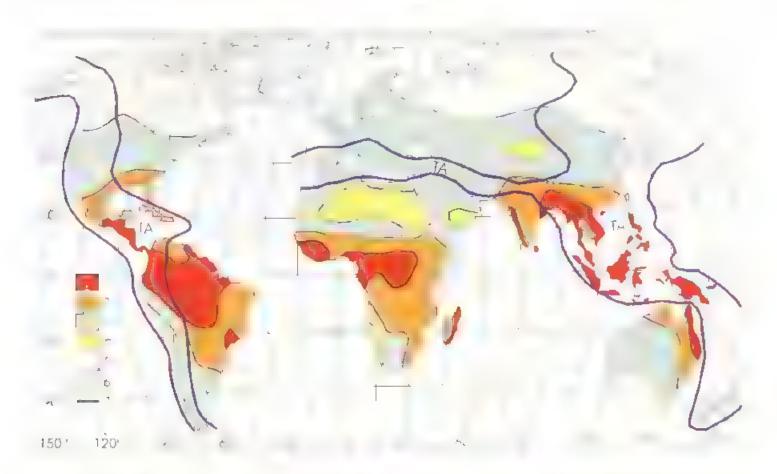
As regiões com alteração química correspondem ao resto do globo e são caracterizadas, ao mesmo tempo, por uma certa umidade e pela existencia de cobertura vegetal mais ou menos desenvolvida. Trata se de um dominio heterogêneo, que e subdividido em quatro zonas de distribuição grosserramente latitudina, em função de suas caracteristicas climaticas:

Zona da acidolise toral (16% da superficie continental)

Sat as zonas frias do globo, onde a vegetação é e imposta principalmente por líquens e coniferas, cutos residilos se degradam lentamente, fornecendo com plexos orgânicos capazes de fazer o alumino migrapor ac dólise total. Os solos resultantes são solos podzolicos, nicos em quartzo e em materia o gantea. A zona da acidolise total corresponde a zona circumpolar do hemisfério notic

Zona da aunzação (13,5% da superficie commental)

Corresponde às regiões do don mo tropical, ca racterizadas por precipitação abandante, superior a 1507 mm, e vegetação excluerante. A associação m nera, característica e de osi hido xidos de ferro e de aumínio, gost i ta e gib isita, respectivamente.



- 1 Zona da a rização
- 2 Zona da monossia itização
- 3 Zona da bissia fização
- 4 Zonas muito ar das, sem a te ação quim ca
- 5 Zona da acido ise tora
- 6 Zanas cabertas por gelo
- 7 Extensão aproximada das áreas tectan camente at vas (TA), has quais as tipos de intemperismo encantramise madricidos

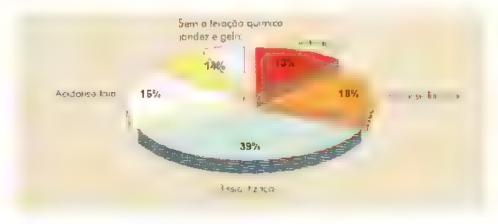


Fig. 8,14 Distribuição dos principais processos de intemperismo na superficie da Terra

 Zona da monossialitização (18%) da superfície continen a)

Esta con ida no domin o tropical sub-ámico, com precipitação superior a 500 mm e temperatura media anual superior a 15 C. Os principais minerais forma dos são a caulinita e os oxi hidroxidos de ferro

Zona da bissialitização (39º da superfície continental,

Seo as z mas temperadas e aridas, onde a alteracao e lixivação são pouco intensas, resultando na formação de irgi ominerais secundarios em silicio. Essa zona enza ha tanto o ambiente nicirolítico de firmação de esmectitas ricas em elementos alcalmos e alcalmo terrosos, como o ambiente da acidoase parcial, onde se formam as esmectitas alcumnosas.

Esse esquema, valido na escala do planeta, pode ser bastante modificado por condições locais de relevo, microclima, upo litológico predominante, etc. Na Bacia Amazonica, por exempio, embora o processo dominante seja a latenzação, sobre rochas nicas em quartzo a pode ocorrer uma acidolise secundaria, resultando na perda de argilas e tevando a formação de verdadadeiros solos podzoneos.

8.5 Fatores que Controlam a Alteração Intempérica

Varias características do ambiente em que se processa o intemperismo influem diretamente nas reações de alteração, no que diz respeito à sua natureza, velocicado e miens dide. São os chamados fatores de contre le do intemperismo, basicamente representados pelo material parental, clima, topografia, biosfera e tempo.

Material parental

A alteração intemperica das rochas depende da natureza dos manerais consulta intes, de sua textura e estrutura. Por exemplo, ama rocha sudeatica como o granito e mais resistente a literação que uma rocha carbonática, como o marmorea (Fig. 8.15).

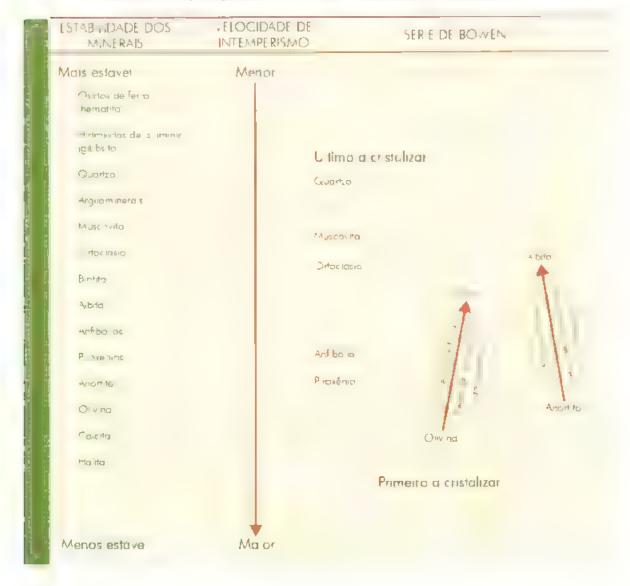
Entre os minerais constituintes das rochas, alguns são mais susceuveis que outros a alteração. A sêne de Gillach Fabela 8...) representa a sequência normal de establidade dos principais minerais frente ao intemperismo. Para os minerais silicáticos de origen magmatica esta série é equivalente à sêne de Bowen



Fig. 8.15 Rochas diterentes expostas na estra eac a cecada de 1960 apresentando diterentes y que ca cita ração. A escultura em má more encontra se bas ante a terada, enquanto a túmulo lem gran to está bem me hor preservado. Foto M. C. M. de Toledo.

(ver Cap. 16), que representa a ordem de cristaliza. dos minerais a partir do magma. Assim, consider in do a sequência de minerais máficos, a obvina, primeiro. mineral a cristalizar se, a cerca de 1 400° C, le o minera mais suscerivel à alteração, em segunta vem os pirosentos, os anfibolos e as micas, crista azados a temperaturas mais baixas. Considerando a sequência dos p agroclasios, a anormia apresenta ponto de fusão masimo e a abita, mínimo. Os K feldspaios fandem a temperaturas ainda mais baixas. Assim, sao mius suscetiveis à alteração intemperica, pela ordem, anort ta, albita e K feldspato. O quartzo, ultimo mineral a costalizar-se, la a temperaturas próximas de 500°C, é o mineral comum mas resistente ao intemperismo. Naté, entretante, inalterável, pois, em condições de climatropical muito agressivas, o intemperismo quimico pode dissolvê lo

Tabela 8.1 Série de Gold ch. ordem de estab idade frente ao intemper smo dos minera s mais comuns. Comparação com a série de cristalização magmática de Bowen.



Como consequencia dessa diferenciação de com pertamento dos minerais frente ao intemperismo, os perfis de alteração serão naturamente enrique cidos nos minerais mais resistentes, como o quartzo, e empolíticidos ou mesmo desprovidos dos minerais mais alteráveis, como a obvina.

A composição m nera ógica da rocha em vias de alteração modifica o pH das soluções percolantes em função das reações químicas que ocortem. I imbura a carga elétrica giobal das estruturas minerais deva ser nu a, a superficie dos graos pode conter valencias insaturadas. Em contato com a

agua, ocorre hidratação pela atração entre os dipolos da agua e as cargas superficiais (Fig. 8.7), pode ido esta atração set forte o suficiente para onizat a agua. Os fons H° assim gerados substituem os cations nas superficies dos graos minerais, o que resulta no aumento do pH da fase Liquida. Assim, a presença de minerais portadores de elementos alcalinos e al calino terrosos possibilita a instalação de um p 1 mais alcalino nas águas que us percolam, enquanto minerais sem estes elementos geram condições de pH mais ácidas

emittee a l'esta diferença e da fa pela escala en pH de abrasão (Labela 8.2). O pH de abrasão e decama a do experimental nente atraves da medida do pH da sespensão, ormaç a por agua destilada e acido. contact nato, partner an caro tempo, conin morre pera orde. Na nan reza, onde rare mente as rochas são monomineralicas; is al res ce il al tres do contato delas com as águas são a in piderae a dos valores relativos as fises mineo esentes. O pH depende fam iem do tempo de consato das soleções com os grãos manerais e pode vanar centro di pertil, de acordo com os mineras. presentes. A boa e realição das soluções no perfil levahomog mozação co pH. Assim, nãs partes dos per-Es onde a alteração se processa, a ha a gum tempo, a emeula, to das agais e mais entensa e o pri das soa. coes e mas homegened. Nas zoras mais profuncias disperbitionee higherigadic me piente pelo filo il si si descontinuidades serem mais fectualis, restriction, r reir ceão das aguas, a variação de pH das solações e mu o major, diferendo de um ponto a outro, em funcondition and outrominant

A textura da recha original influencia o intempersmole na medica can que permite maior ou micros adaltação da agua funtre os materiais sedimentares, os atenesos tendem a ser mais permeavois que os arguosos. Considerando outros tipos de roch is, acitalis com arran o mais e míxico e texturas mais grossas, men or superficir es pecifica disignos alteram se menos rapidamen e qui as menos compactas e de texturas mais finas. Contris descontinuadades, como umas e diaclases, também facilitam a percolação das aguas e, pertanto, a alterição. I nesse sentido que o intemperismo fisico, com seu cierto desagregador do material original, contribuio para acelembra peres no cum co

Na Fig. 8.16, pode se observar o efeito, apos crosãs do chamado intempensino diferencia. A rocha d. bas da sequência for mais intemperizada, cornando se mave e sendo mais crodicia que a rocha da parte superior, cur fica suspensa, anida coesa, não afetada pelos agen es erosavos que attaram na area. E teit seme hante ocorreu nas rochas vincanteas e sedimentares da Bacia do Puri onde as camadas de derrames basaliteos fortum no ros

Tabela 8.2 Valores de pH de abrasão para os principais minerais

		The second second	THE RESERVE OF THE PARTY OF THE
PERM	Minoral	Composiceo	pH de abresão
	diopsidio	CaMg(S₁O₃)₂	10 - 11
	ol vina	(MgFe) ₂ SiO ₄	10 - 11
	homblenda	(CaNa)2 (MgFeAI)8 (AIS)8 O22 (OH)2	10
	leuc ta	KAIS ₂O ₈	10
Silicatos	albita	NaAlSi ₃ O ₈	9 - 10
	biotita	K(MgFe) ₃ (AI)S ₁₃ O ₁₀ (OH) ₂	8 - 9
	mieraclinta	KAIS 3O8	8 - 9
	anortita	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	8
	hiperstênio	(MgFe) ₂ SI ₂ O ₆	8
	muscovita	KA 2(A!)Si3O16(OH)2	7 - 8
	ortoclásio	KAIS13O8	8
	montmoriflonita	Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ .nH ₂ O	6 - 7
	caulinita	AĘS₂O₅(OH)₄	5 - 7
40	-ilebasta	ALVOLIN	6 - 7
Sopixo	gibbsita	AI(OH) ₃	
	quartzo	SiO ₂	6 - 7
Ô	Hematita	Fe ₂ O ₃	6
100			
ato	Magnesita	MgCO ₃	10 - 11
0	Do omita	CaMg(CO _a),	9 - 10
Carbonatom	Calcita e aragonita	CaCO ₃	8
ü		-	

frempe vicas e assim, mais preservadas da erosal, que roch is sedimentares sobre e subjacentes. O resultido e o relevo em forma de mestar.



Es D. M. Genry, com permissão da McGraw Hill Companies

A velocidade da alteração de um mesmo tipo de material pode modificar se com o tempo. Por esemiplicame errante viacanteo recem formado apresentant, no micio de sua esposição aos agentes milinipos uma a eração mais ienta, devido a limito a interação mais ienta, devido a limito de niaterial miten perizado na supertida do derrinte, basera progressa anome condições para que traja se un litera trada vezidos, se permaneçam mais tempo em contato com o sinateriais anula intiturados, por mi vendo as mações quantiças de for na milis eficiente que no micio mespoes quantiças de for na milis eficiente que no micio maio aspecto quantiças de for na milis eficiente que no micio maio maio especial para casa de for na milis eficiente que no micio maio especial para casa de for na milis eficiente que no micio maio especial para casa de for na milis eficiente que no micio maio maio especial para casa de for na milis eficiente que no micio maio maio especial para casa de for na milis eficiente que no micio de maio maio especial para casa de for maio maio especial para casa de forma milis eficiente que no micio de maio especial para casa de forma milis eficiente que no micio de maio especial para casa de forma milis eficiente que no micio de maio especial para casa de forma milis eficiente que no micio de maio especial para casa de forma milis eficiente que no micio de maio especial para casa de forma milis eficiente que no micio de maio especial para casa de forma milis especial para casa de forma milistrado especial para casa de forma de f

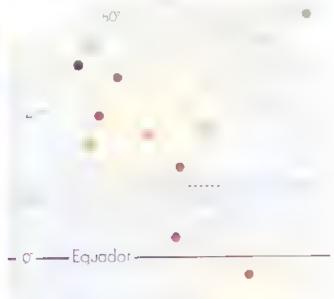
Clima

O cama e o fator que, isoladamente, mais influen cia no intemperismo (e. g. 8). Nas do que qualque i cutro fator, determ na o tipo e a velocidade contemperismo numa dada região. Os dois mais un entemperatural, regulam a natureza e a velocidade dis reações quamaças. Assim, a quant dade de agua espira-



Pluvios dade anual (cm,

Fig. 8-17 O pape do cima e preponderante na determinação il pine e cuala do intemperismo. O grafico nos varia cindas cuala cues de intemperismo em função da pluvios dade anual tende a una media anual. O intemperismo físico predomina ros áreas anda temperatura é pluvios idade máis áltas favoracam o contrato, temperatura e pluvios idade máis áltas favoracam o contrato. No moda estas representados as difeis esta de nie perior em valus el



nivel nos perfís de alteração, tornecida pelas chuvas, bem como a temperatura, agem no sentido de acele rar ou retardar as reações do intemperismo, ou a nida modificar a natureza dos produtos neoformados, se gundo a possibil dade de eliminação de componentes potencialmente soluveis.

Quanto maior a disponibilidade de água (pluviosidade tota) e mais frequente for sua renovação (distribuição das chavas ; mais completas serão as reações quimicas do intempensimo. VI e 5 8 m etra que quimitade e a natureza dos produtos do intempensimo estão muito bem correlacionadas com precipitação media ançal.

A temperatura desempenha um papel duplo condicionando a ação da água: ao mesmo tempo em que acelera as reações químicas, aumenta a evaporação, diminuindo a quantidade de agua disponive, para a lixividado dos produtos soluveis. A cada 1 °C de aumento na temperatura, a velocidade das reações químicas aumenta de duas a tres vexes.

A Fig. 8.19 mostra o efeito combinado da precipita ção, temperatura e vegeração sobre o desenvolvimente

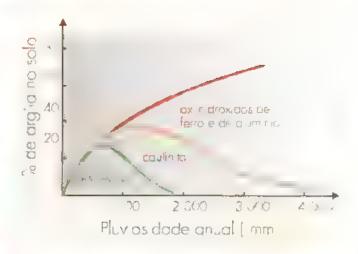


Fig. 8.18 A intensidade do intemper sma aumenta com a pluviosidade, resultando num so a com maior proporção de minera s secundários (fração argila). A cada faixa de pluvios dade corresponde uma composição preponderante das minera s secundários esmectita para pluvios dade não muito e evada biss ofitização, caul não para pluvios dade mêdia monossicultização) e oxi-hidróxidos para pli viosidade mais altituativação e terra itização;

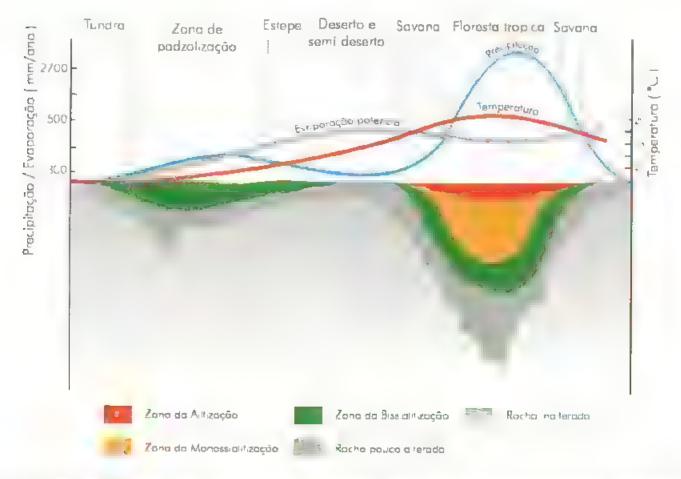


Fig. 8.19 to the site of the site of podem series and one document emperation postable estates and the site of the

do perfil de alteração. O mempensmo e mais pronunciado nos tropicos, onde a alteração é intensa, afetando todos os minerais alteraveis ao mesmo tempo, que de saparecem rapidamente, dando lugar a produtos secundarios neoformados. Em geral, os minerais pri marios estão ausentes, com execção daqueles mais resistentes e imo, por exemplo, e quartzo e a muscovita. Os perfis apresentam grande espessura de saprolito e de solar.

Nos cumas mais tricis, a atteração ateta apenas os minerais primarios menos resistentes (por exemplo, nas mehas mais cemuns da crosta, os ferromagnesianos, dexando materados os aluminossilicatos). Esta alteração é diferencial no tempo, resultando em níveis alterados que contem uma certa quantidade de minerais primanos não decompost. s

Um exemplo clássico da ação do clima na veloç dade do intemperismo quinico e dado pelo caso di um obelisco egipcio com idade de mais de 3.000 anos e que se encontrava ainda bem preservado em seu local de origem; quando foi retirado e exposto em região mais úmida (Nova lorque, EUA), sofreu tamá nha alteração que, após pouco tempo, as insenções originais ja não eram mais legíveis (Fig. 8.20)

Topografia

A topogratia regula a velocidade do escoamento su perficial das águas pluviais que também depende da cobertura vegetal) e, portanto, controla a quandade de agua que se infiltra nos perfis, de cua eficiência depende a eliminação dos componentes soluveis. As reações químicas do intempensimo ocortem mais intensamente nos compartimentos do relevo onde é possivel boa intiltração da agua, percolação por tempo suficiente para a consumação dos produtos soluveis. Com a repetição desse processo, os componentes soluveis são e iminados e o pertil se aprofunda.

A liig 8,21 mos ra diferentes situações de relevo que influem diretamente na infil tração das aguas e na drenagem interna de s perns. Em encostas muito ingremes, o per il de altera ão não se aprofunda porque as aguas escoam rapidamente, não ficando em intra com soa atentas tempos aficiente.



Fig. 8.20 A agulho de Cleopatra, um obe sco egipcio de granito, sofreu alte ação máis intensa em 75 anos em Nova orque do que em 35 séculos no Egito sobicima muio máis seco Foto: M. C. M. de Toledo.

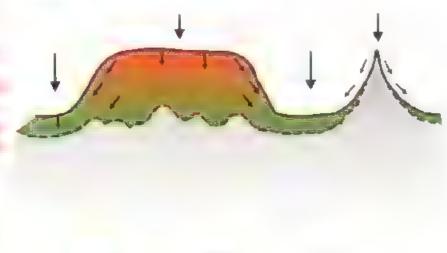


Fig. 8.21 influência da topografía na intensidade do intemperismo.

Setor A. Boa infliração e boa drenagem favorecem o intemperismo quimico.

Setor B. Boa infliração e ma drenagem destavorecem o intemperismo quimico.

In C. Ma intiliação e na drenagem destavorecem o intemperismo quimico.

e tovorecem a erosão.

para promover as reações quimicas. Alem das a, o material desagre, ido em inicio de a teração e facilmente carrega do pela erosao. Por outro lado, nas baixadas, as aguas ficam muito tempo em contato e am as rechas e ornanose concentralos a ascomponentes soloveis, perdendo assim sua capacidade de continuar promovendo as reações de ataque aos minerais. Nesses meios o nifirantes, proxamos ao finel frente e cisem escoamento se ficiente, o perfictam cem não se aprofunda muito e o processo atuante e normal nente a bissialidação.

O relevo idea para o desenvolvimento de pertis de adericio protantos e eccledos, ou se a period reside more a second con de compose a hem distinte da que a dos minerais prit anos e nobres em comporentes potencial nente a livers condeptates de encostas sames. Nesses comparamentos topograficos, ha destivel o usider, vel em relação ao nivel de base regional, perm taid bua inti tração itas aguas, drenagem interna dos perfis eficiente e consequente eliminação dos produtos dissolvidos. Com o escoamento superficial reduzido, os perfis termados se pranados de uma eros o mensa, poden direction action where year north decension mention de centanas de metros. Os minera s secundanos ai formados tendem a uma composição mais simples ena bidravidos de letre a de ilemano e caul una onde a silica não tiver sido total nente lixivada, em outras pulveas, ocurre a meação (ou ferranteação e monossi-A 12 to 10.

B osfera

A qui a als direct que promove o intemperismo que no el astime nil ene, di per acar da biosfera, A tirrichivo in ca morta ni soli decompõe se li nindo (O), caja concentração nos poros do solo pode seri, el 100 vezes maior que na atmosfera, o que diminia i pH das aguas de infiltração. Em torno das raves das plintas, o pH el anida menor, na faisa de 2 a 4, ele manido enculinto o meta poismo da planta continua. Il gi 8.22 il Isso el particul imme ne importante para o comportamento do alaminio que, sendo muito pou cosole el nos misos normais, riema se bistante si luvel em il Haba voide 4.

A biostera também participa mais diretamente no procasso intemper ce atraves da formação ce mole culas organicis que são capazes de complexar cations dos numerais, col cando os em solução. Os acidos organicis produz dos pelos microorganismos são capazes de extrair ate nul vezes mais terro e alumino.



Fig. 8.22 A concent account arage. A lip that media wes dos raizes das plantas pode ser milito grande ipo kalipita ando tracas lónicas com os grans minero s

dos sireates que as aguas ca enava huperficies rechosas co on victas per liquens, que secre im terco neces tercos, se en en en en pero intempersmo que m como contextapa en nordo se perfaces foctosas ens, diretamente expest, si los octros agentes de intempersmo.

Tempo

One in necessaria para interpendar emancier nanada roci a depende nos oberos las resigie controlem o intemperismo, principamente da suscentible di el disconstituirtes manerais e do clima. Em rondicoes ce intemperismo pouco agressivas, e necesi in a la teal picima silongi de exposicablas in emperies pica havo o desenvolvimento de um perficie e a teraggo.

Calcula se a taxa atual de nompensino atraves de estados e halanço de massa em la las pequenas, medindo a suda de substancias dissocidas na dienagem. A avadação da velocidade do intempertimo passado pode ser realizada no caso de haver, por exemplo, lavas capeando o perfi de alteração la tatação absolvir direcha parental di perfile das lavas coloca lamintencial maximo de tempo para o desenvolvimento do perfil widia se também o tempo a partir do qual las rechaste ram su eitas ao intemperismo pela datação das superio de side aplanamento conde os perfis se desenvolvem.

Valores da ordem de 20 a 50 m por milisio de mos podem ser considerad is representat y is para a velocidade de aprofundamento do perfi de alter ção, sendo que o extremo super or deste interval refere se aos elimas mais agressivos.

perficies granticas descobertas pelo geto ha cerca de 10.000 anos apresentam um manto de alteração de poucos milimetros de espessura. Por outro lado, sob clima tropical, na India, cinzas videametros datadas de 4.000 anos desenvo veram atora cara de ue so o arguos o de Lom de espessura. Em regi as manto un dio, como no Itaval, o intemper sino de livas basilhere recentes permida a no cação de solo se fecente pera e como em peras em atora.

Os estudios da decomposiça y das menas em monumentos e editicios também a audina compreensão do aoritempo no tenomeno da acteração intemperica. A veleicidade do intemperismo cos monamentos pode ser muito pequena, da ordem de algans milimetros por amo O examplo ja catado do obelisco. Ligi 8.3 que foi rapidamento a teració em Nova Torque, son e ma mais amido que o remante no Easto, onde foi naturalmente preservado por cerca de 35 sacuais, de mons ra o efecto o iterativo entre el maio tempo no reocesso de intemperis no.

8.6 Produtos do Intemperismo

O mento de intemperismo ger dimente evolut, em suas porções nuis superficia s, atraves dos processos pedogeneticos, para a formação dos solos. Em condições excepcionais, que exigem uma con unção de vários fatores, entre os quias condicies relativamente agressavas y e intemperismo, form, m se no manto de alteração horizontes enriquee dos em minerais de interesse económico. São os depósitos lateríticos

8.6.1 Solos

Os produtos friaveis e move sifermados na sa perficie da Terra como resultado da desagregação e decompisição des rochas pela ação de intempensmo podem não ser internatamen e eros des e transporta dos pelos agentes da dinamica externa cento, gele, aguas, para bacias de sedimentação commentais ou ma rinhas izonas depunidas nos commentes, nos lagos, mares e occanos). Quando formados em regiões planas ou de relevo suave ou, anda, quando estão protegidos por cobertura vegetal, sofrem pouco a ação da erosão, sobretado a crosão tisação o mecânica. No sitiação, o saprolho evo ta atraves de reorgimorações estruturais efertadas por processos pedogeneticos dando origem aos solos.

Os processos pedogenencos ne de for nação dos sol a são estucados por em ramo re ativamente recente des Ciências da Terra, a Pedo ogra, cu as noções basicas e conceitos fa al mor tais tor im de l'ados em 877, pelo den sta raisso Dokoach es A patur dessi data, o são deixou de ser considerado simpresmente um e ripo nerre, que reflete unicamente a composição da rocha que the deu rigem no em para ser den, ficado como um material que evo emo tem po, sob acio dos fatores ativos da cacto supergeno. Jelima, vegetação, topografia e biostera.

Nave facil dennir o solo, pe o fati de ser am matenal complexo, cujo conceito varia em tenção da suran izacao. Assim, para co, grememe ou pora o agricultor. o solo é o meio necessi lo para o desenvolviment i das plantas, enquanto para o engenhe ro e o material que ser ve para a base ou fundação do coras civis, para o geologo, C SU O C VISTO COM O PROCULO (J. LICEA,) COS POCTOS na superficiet una uanto para o arque digre o material s tandamental para as saas pesquisas, por servir di registro de civil zaçous pretentas; gi para o hidrologo, o solo el simplesmente i maio por so car abrig reservatori s de aguas subterrancas. Desta torma, cada uma das especialidades possui ama definição que i tende a seischiensus. Entretanto, existe uma cal nição simples que se adapta perfeitamente aos propos tos das Cient as da Terra e que considera o solo como o prostato di ntempensmo, do rem me amento e da organizaca. das camadas superiores di crosta terrestre, si li aci-, a armostera, da hidrosfera, etchiostera e das trocisde energia envolvidas.

Para am s pro to t mar se am solo, e preciso, emprintetro lugar, que nesse meto a alimentação mitacral disorganismos y vos automatos c, em particular, des vegetransuperfores, extensission rada. A rid merciant, de agrae de elementos químicos, que são encontrados no la oueisso vidos na agua e que tem com ston e primeria as rochas e, secundariamente, os teetd is organicos pre existerries. Nas rochas, esses cienientos estato disponive s pira os organismos em concentracoes matilhaisas c nes selucões, em concentrações demastadamen e caesadas, para assegurar uma alimentação continua e sufreiente para os organismos vivos. Neste parneular la sala detsempenha on panel fundan ental par so rate of inmero mermediani cotro i rise sonda racia e liquita (agua). No se o, essa função y la para os organ smos vivos e desempenhada por ama traça - ag mommera -, c nonumada plasma argilo-hámico, per ser consue idepela inuma associação de argilomineras e l'an us. A assuciação deste plasma argilo-humico com minerais residuais, herdados da rocha parenta como, por exemplo, o quartizo, fornece a organização estrutural e textural do sum.

I m função discondições ambientais, que envolvem rocha parentai, clima, organismos vivos itlori o fauna, incluindo o ser humano), relevo e tempo, os solos podem apresentar caracteristicas e propriedades tisicas, quimicas e fisico químicas diferenciadas. Assim, os solos podem ser argilosos ou arenosos varia ções texturais), podem ser verme,hos, amareios ou cinza esbranquiçados, podem ser ricos ou podres em materia organica, podem ser espessos algumas dezenas de metros, ou rasos (alguns pouco centimictros), podem apresentar-se homogêneos ou nitidamente diferenciados em horizontes.

A formação do solo

Na porção mais superticial do perfil de alteração, o saprolito, sob a ação dos fatores que controlam a alteração intemperica, sotre profundas e importantes modificações, caracterizadas por (i) perda de matéma, provocada pela lixiviação tanto física (em particulas como quentea (em solução), (ii) adição de matéria, proveniente de fontes externas, incluindo materia or gánica de origem anima no vegeta, poeixas minerais vindas da atmostera e sais minerais trazidos por fluxo ascendente de siluções, (iii) translocação de matéma, isto e, remobilização atraves dos fluxos de soluções no interior do perfil movimentos verticais e laterais ou pela ação da fauna e (iv) transformação de matéria, em contato com os produtos da decomposição puo interior da materia vegetal e animal.

Esses mecanismos são controlados pelas soluções que percolam o perfil vertica, e tateralmente acili ngo da vertente e pelos organismos. A cobertura vegetal, dificultando a erosao, tem um papel mais protetor que destruidor das estruturas dos solos

Numa escala global los principais agentes de remobilização dos materiais do solo (bioturbação, são os animais. Os vermes são os mais importantes bioturbadores, seguidos pelas formigas. Os cupins e outros invertebrados têm papel men is importante. O impacto desses varios grupi - não de torme no globo porque nabitam ambientes específicos. Os cupins atuam principalmente na taixa tropical, enquanto a atuação dos

vermes se estende por todo o pianeta, mas concentra-se preferencialmente nos ambientes ámidos das pastagens e florestas. Em termos geográficos, as formigos são mais disseminadas que qua quer outro an mal. A atuação da fauna nos solos pode atingir profundidades de até al guns metros, com a escavação, transporte e redeposição de consideráveis quantidades de material, musturando os vários componentes do solo e promovendo a forma ção de estru uras típicas de bioturbação. A importancia da noturbação pode ser avalada pela velocidade de construção de cupinzeiros, que se dá na razão de alguns gramas a aguns quilogramas de material por im por ano.

Os horizontes mais superficiais do perfil, por conterem quantidades maiores de mater a figanica, apresentam uma tonalidade mais escura, enquanto os horizontes interiores, mais ricos em argilominerais e cambiaros des de terro e de araminio, são mais claros regiões temperadas ou mais avermedade amareia dos (em regiões tropicais)

Classificação dos solos

Os solos encontrados na superficie da Terra apresentam grande diversidade em tunção das interentes combinações de seus fatores de tormição. Para a realização da cartografía dos solos, etapa essencial e nicessor em sea correta em ização nos enferentes do minios de aplicação, e de tundamental importância sua classificação.

Classificar um solo, entretanto, na o e tareta faer, pois eles formam am meio continuo ao longo do re evo, sendo que a passagem latera, de um tipo a outro se faz de forma gradual, o que dificulta em muño a col cação de um limite entre os varios tipos.

A classificação dos solos pode ser feita segundo diferentes critérios. A ênfase na etilização de enterios geneticos, morfologicos ou morfogeneticos varia de pais para pais, o que dá origem a diferentes classificação pedologicas. São bastante conhecidas a classificação pedologicas. São bastante conhecidas a classificação tropicas da Africa, a classificação adotada pela EVO (Food an Agricultura, Organization) na sistematização da carta mundial de solos, e a classificação porturais sa, também largamente utilizada na Africa. Entretanto, sem duvida, a classificação mais difund da é a "So I Taxonomy", desenvols da nos EUs, que considera 12 ordens de solos, subdivididos em sub-ordens, grandes grupos, grupos, famíbas e sênes

Fig. 8.23 Mapa de soios do continente americano.

A classificação e importante e essencial para a car comitiva do solo, pois permite estabe ecer o ricações i tre solos encontrados em diferentes regiões do glo solo solo solo solo solos do el numente amencano (1 g. 823), tra, do con base na classificação norte amenicana, tica evide tre cue a distribuição dos solos e zonal, em tenção da luitade e da altitude, estando relaciona.

Solos Tropicais

Nos i ches trapicais, e mo e o caso do Brasil, endi tipo de so o poss a propriedades tistas, qui meas e mot oa gicas especificas, mas seu contento apresenta um certo numero de atributos comens com , por exemplo, composição mineralogica simples (quartzo, caulinita, oxi-hidroxidos de ferro e de alumínio), grande espessara e horizontes com cores dominantemente amarelas ou verme, has Fig. 8.24

I m tone la dos pricessos geneticos e do long tempo envolvide na sua formação, os vilos tropicais são genálmente empobrecidos quamicamente, como relevo de un a composição do nituda per minemis desprovidos dos elementos mais solaveis. São solos de mais ba vil termidade, quando companie os conssolos de elementos quim companie os conspirates de teter os elementos quím con necessarios a metabous no vegetal.

Os solos tropicais representam ecossistemas trageis, extremamente vulneraveis as ações antropicas, e que so rem de forma acentaada os efenos de uma unbzação que se da por tecnicas de manejo não acego das. A degrada ção dos solos tropicais, que pode leva-los à destruição, e, um dos mais importantes problemas ambientais que a numanidade tera de entremar neste seculo.

Solos brasileiros

O Brasil situa se quase que interemen e no d'immo tropical um do (execto a regio) Neve o Nirdest semi arido). Esta situação, aluma a esta il diac estretura, de seu embasamento, que desde o final co Cretaçeo nã sofreu movimenta, es de grande porte, ava a predominancia de ama cobertara pede ocie, que reflete, de maneira acentidada o fator e more como prependerante na sua formação. Nessa escara de analise, rocha original e condicios topograticas l

- s tem importancia sceandaria

Os salos bras leir sisco hem estacidis, existinda am servico carrigratico da l'MBR VPA, il impresionam servico carrigratico da l'MBR VPA, il impresionado, desde a decada de 1960, leviminimo il carrograficos sistematicis do territorio bras eiro. Il ses traba nos permitiram a desen obtinuato de acidas ficação propria, publicada em 1989, subdividir ao os solos em classes, com seis diferentes nituerarquicos. O primeiro nivel comportir al classes, denificadas por características expostas na Tabe. 8 3

No Bra at soiles sio, it. Ungo mais importantes do porto de vista da represente ção geografica. Eles correm em prancamente toda is regiões la oclimaticas do Pais, sobre diferentes tipos de rochas. Como pode ser visto na anatros tipos de solos ocorrem em fenção de peculatros de pecul

hand des das condicies de formação e evolução pedo ogica, e moi o el mase mi ar do do Norceste bras lea o que convite ona a for nação vertissolos e entissolos, segundo o 15 il Taxonomy", ja mencionada

Importância do solo e de sua preservação

O solo e, sem dast a, o recerso narami ma s'importante de ampais, pois e dele que derivam ns produtos para d'imen ar sua popuação. Nas regiões antertropicais, essa apportancia e ma oranda, por dans razões principais.



Fig. 8.24 Pedi de solo ateritico, com cores averme hadas — ensticas. Fo Aia nikve an

Tabela 8.3 Classificação de solos utilizada pela EMBRAPA

C-la	Características				
Solo					
Neossolo	So o pouco evo uido, com ausência de horizonte B. Pradominam as características herdadas do materia origina				
Vertissolo	Solo com desenvolvimento restrito apresenta expansão e contração pela presença de argilas 2.1 expans vas				
Cambissolo	Solo pouco desenvo vido, com hor zonte B, inc piente				
Chernossolo	Solo com desenvolv mento med o; atuação de processos de bissialitização, podendo ou não apresentar acumulação de carbonato de cálcio.				
Luvissolo	Solo com horizonte B de acumulação (B textural), formado por argi a de atividade alta (bissia dização), horizonte super or ixiviado				
Alissolo	Solo com horizonte B textura com alto conteudo de a um nio extraiva , solo ácido				
Argissolo	Solo bem evoluído largiloso, apresentando mobilização de argila da parte mais superficial				
Nitossolo	Solo bem evoluido (argila caulinitica — oxi-hidróxidos) fortemente estruturado (estrutura em biocos), apresentando superficies brilhantes (cerosidade).				
Latossolo	So o altamente evoluido, aterizado i co em argilominerais 1:1 e ox hidróxidos de ferro e a uminio				
Espadossola	Solo evidenciando a atuação do processo de podzolização forte eluviação de compostos aluminosos, com ou sem ferro; presença de humas ácido				
Planossolo	So o com forte perda de argila na parte superficial e concentração Intensa de argila no hor zonte subsuperficial				
Plintossolo	Solo com expressiva puntifização segregação e concentração localizada de ferro)				
Gleissoro	Solo hidromórfico (saturado em água) indo em matéria cigán la apresentando intensa redução dos compostos de ferro				
Organossolo	Soro essencia mente orgân co-material original constitui o próprio solo				

- tessa a ma el marca, encontra se a quase tota ando dos pases em descrivo amonto, em oconoma capendo da exploração de seas recors a martis, es a mente aericola.
- * os processos que lesam a formação (tos sol) to con mais ou interrepretal les regimbem a cal de importates recessos no eras

sento y dos em treis reci no amente esta es e sore superticas de aplanamento esca pales a partir do final do Mesozo co, bao, portanta, solos ye nos frageis, em pobrecedos quameamente e que se em antram em com não eya leção. Existem em situação de equilibrio precurio, de tal forma que os impactos proy acidos por classis nata a sou por atividades antre palas podem desestabilizar o sistema. Desmitamento, cultivo de ter-

ris, so de agroquimicos e espiricio in italicid suo in cides que, se na iltorenti i micinidiz disculto ces de non ris deservo, si si scomiente il si base control, no e indesira il en ser

A riser immired riso finite is that it in viscol in extremit in code an isona at it is a sector in order than a sology manyez designed, in cosona contentia

e man mat as recentes as a manero

dus so os temberado a pardas de Sia Timbras de nombros
nesma superfice a cida ano par firs concessor vez mas citted

A perda dos solos e o crescin en o de cograba, acra grandes pressoes para a proceció de maior

cuantidade de alimentos, têm resultado no desmatamento de areas florestadas para expansa, das treas agriculturaveas. Essa e uma solução i usona, pois os solos das florestas representam sistemas muito frá gers, que acabam sendo destriaídos com o desmatamento. Na Amazonia, por exemplo, a taxa maa, de de matamento para fins agricolas esta em torno de 1,3 milhoes de hectares, e não tem resolvido satisfatoriamente o problema. O uso adequado dos solos ja existen es, prevenindo-se sua destrução, é a melhor solução. Alem disso, solos de outros ambientes, como o cerrado, com a apircação de formas idequadas de imigação, poderiam contribuir de for mais concreta e permanente para o aumento da produção de alimentos.

Para proteger os recursos do solo, está asponível to e am comunto de tecnicas de manejo que incluem a identificação e mapeamento dos solos valner reis, a implementação de soloções alternativas a torte dependencia de agroquímicos e, finalmente, o reflorestamento.

8.6.2 Depósitos lateríticos

Os processos geneteos que atuam na formação de um deposito atentido cassificam se em 2 grapos.

• Preservação do minera primano de interesse e sea concentração por acumalação relativa devida à perda de materia do perfil durante a alteração. Nesse caso, o mineral portador do elemento de interesse economico e relativamente resistente ao intemperismo e perminece no perfil, enquanto os outros minerais sana terados, e pelo menos parte da materia e liviviada do perfil. Lo caso, por exemplo, dos depós tos de

tato, por concentracao de apatita, de cromio, por concentração de cromita, estanho, por concentração de cassiteria, ferro, por concentração de hemanta, etc.

Destrução do mineral primario e formação de minerais secundarios mais ricos que o mineral primá no no clemen o de micresse. Isso ocorre com elementos de biaxa solubilidade como o Al e o T, que formam mi ierais secundarios egibbilita e anaiásio, respectivamente, inicidaramente apos sua bheração cos minerais primar os portadores. Mas também pode ocorrer com elementos mais so tiveis, que migram no perfi, de aite ração e vão precipitar como fases secundarias nos horizontes que apresentem condições propicias para til. E o caso, por exemplo, do minério de níquel garnterna e goethita niqueliteira) e de manganês psile milino e produsita.

Em algumas situações, ocorre um processo misto, pelo qual o m nera primário portador die emento de interesse permanece in ilterado no que diz respeito a seu arcaboliço escricili, mas sofre transformações que podem melhorar ou piorir sua qualidade como mineral de m nerio. Um bom exemplo dessa satuação são os depositos laterateos de niopio, onde o parocloro do mantilitativate não é mas o (a parocloro da rocha parenta, mas sim o Ba procloro transformado pe o intemperismo.

No caso de alguns depos os lateríficos, como os de ouro, o minerio é formado pela atuaçado conjunta dos dots processos: o minera, de minerio é uma mistara de particulas de ouro primarto mais ou menos preservadas da a teração e de particulas de ouro secundor o precipitado a partir de sonações.

Como consequência de seu mode de formaçan por processos de acumulação relativa e/ou absoluta de elementos no perfi de alteracao, em amb ente de abundancia de agua e de osigên o, as jazidas lateriticas apresentam algumas caracieristi. cas comuns. Ocorrem sempre na se perficie da terriou pròx mo dela, sob forma de bo spes ou nantos, o que permite a lavra a ceu aberri. No caso de elementos que admitem mais de um numero de oxidação, estes se encontram com seus numeros do oxidação mais altos. De modo geral, os depos tos lateriticos possuem teores relativamente baixos, o que e compensado por tone agens expressivas. Etnalmente, dada a dificuldade de preservação de formações superficiais por un pensido de tempo muito extenso, os depositos laterit cos estac limitados a s tempos geol gicos mais recentes. principalmente cen izotos.

Para que um deposito tateritico se forme, e ne cessario que ocorra ama convergencia de fatores de ordem atologica, climatica e morfo, estônica. Por tator litologico, entende-se a natureza da tocha so bre a qual o intemperismo vai atuat. De modo gera, nas jazidas lateriticas, ha um enriquicimento previo do elemento em questão na rocha parental que, nesse contexto, e denominada protominério. As vezes, o proprio protominêrio pode ser explorado, e, nesse caso, o minero lateritico e apenas ama co bertura enriquecida do minêrio primario. Como exemplo, podem-se mencionar algunas azidas de apatita e de manganês. Em outros casos, o

protominerio e rocha esteril, como as rochas a tramaticas que dão origem às jazidas de nique. literatico, ou rochas de qualquer natureza, que dão origent às bacxites (nunerio de alam ri o).

O caima tem um papet importante na genese dos depos tos laterricos. De modo geral, são necessár as condições de alta pluvios dade e temperatura para que a a teração tenha natureza lateritica, caracterizada pelo intenso ataque aos minerais primários e lex viação dos lons mais soluveis. Por esse motivo, a maior parte das jazidas lateríficas do mindo encontra se na faixa tropical do globo, sobretado nas regiões umidas. Depositos lateriticos situados fora desta faixa foram originados em outras épocas geo-I gicas quindo, em função da deriva continenta., estavam saieitos a condições elimáneas mais tavo-T 18 618

Por tatores morfoteciónicos favoráveis à gênese de jaz das lateriticas, entendem se as características do relevo que permitem ama boa drenagem, possihilitando o escoamento das soluções de ataque das rochas para que o intemperismo seja intenso. Memdisso, e necessário que o perfil sua preservado da erosao para poder aprofundar se. Sao, dessa forma, as areas bem drenadas e tectomeamen e estáveis as n i le tavi raveis par la formação de depositos es pessos e evoluídos.

Depósitos lateríticos do Brasil

No Brasil, situado quase todo na faixa tropical doglobo, as condições para o intemperismo later tico vêm existinoo pelo menos desde o Terciano, o que resultou numa area de 75% do territorio nacional coberto. por f ro a kis lateriocus. Essas formações estão ausentes apenas na região Nordeste, de clima semi ando, e y prão Sal, de clima sub-tropical. As formações later ucas comportam inumeras jazidas, que contribuem com cerca de 30°, da produção mineral brasileira, exclundo o carvão e o petróleo

 Os principais bens minerais concentrados por Literização no Brasil são Fe, Mn, Al, N., No e fostatos "Fig. 8.25). Os depositos formaram-se a partir de protominerios de idades que vao do Arqueano ao Terciano, mas a latenzação é sempre relativamente recente il stando relacionada principalmente as superficies de aplamamento Sul Americanas (Euceno) e Velhas Photenol

Depósitos lateríticos de ferro

Lin todas as az das de ferro d. Brasil, a primeira concentração e de origem securion ar qui nica, comno Quadrilatero Ferrifero (MCr, e em Carajas, PA), e parcialmente detritica, como em Urucum (MS) Ossedimentos depositaram se em hacias perteratoricas vulcano sedimentares que sofreram posteriormente uma ou mais fases de metamortismo. O pri tominenque resulta desses processos é o itabinto, rochi de estrutura bandada característica, com alternancia de le tos ferruginosos (hematita prodom nanta) c vilicusos quartzo).

O processo intemperico levou a lisso ução do quartzo com a consequente concentração relativa da hematita (mineral de minero, no per ll, por ama espessura que pode ultrapassar 300 m. No topo do perfil desenvo veu se um herizonte endurecido di e suraça ferruginosa formada principalmente por goethita (canga), que impedia a erosao e permitiu o aprofundamento do perfil. Em Carams e no Quadrilatero Ferrifero, esse herizonte de cangacorresponde a Superfície Sul Americana, indicando um perie do de tempo ma to longo (desde o Locetto) para a tormação dos depositos.

No cas i dos depósitos de ferre la entre s, os controles prep inderantes na genese do minerio são de orcem litol gica e morfoteetonica.

Depositos lateriticos de manganês

O Brasil possal numerosos depósitos de manganes, para os quais a laterização e intributudecisivamente. Os principais situam se no Mito Grosso do Sul (Lrucum) e na Amazonia (Sur a do-Navio, Azul, Bar tiran a Nesses al mios, a prime: ra acumulação de manganês é de origem sedimentar na valcano sedimentar, sob a forma de uma foche rica em carbonatos (rodocrosita) e silicat sidemanganès (Mn granacas, Mn olivinas e Mn piroxemos), ande este elemento aparece comnúmero de oxidaçã - 2°, acompanhad is de natres minerais tais como micas, quartzo etc. Quando a proporção de minerais de manganes já é elevada no protominer o, este pode ser explorado economicamente, como e o caso do dep sito de Conse beiro Lafa ete (MG, Porcin, em geral, e a laterização que, aumentancio o teor de manga ics no minório, torna economica sua exploraça-

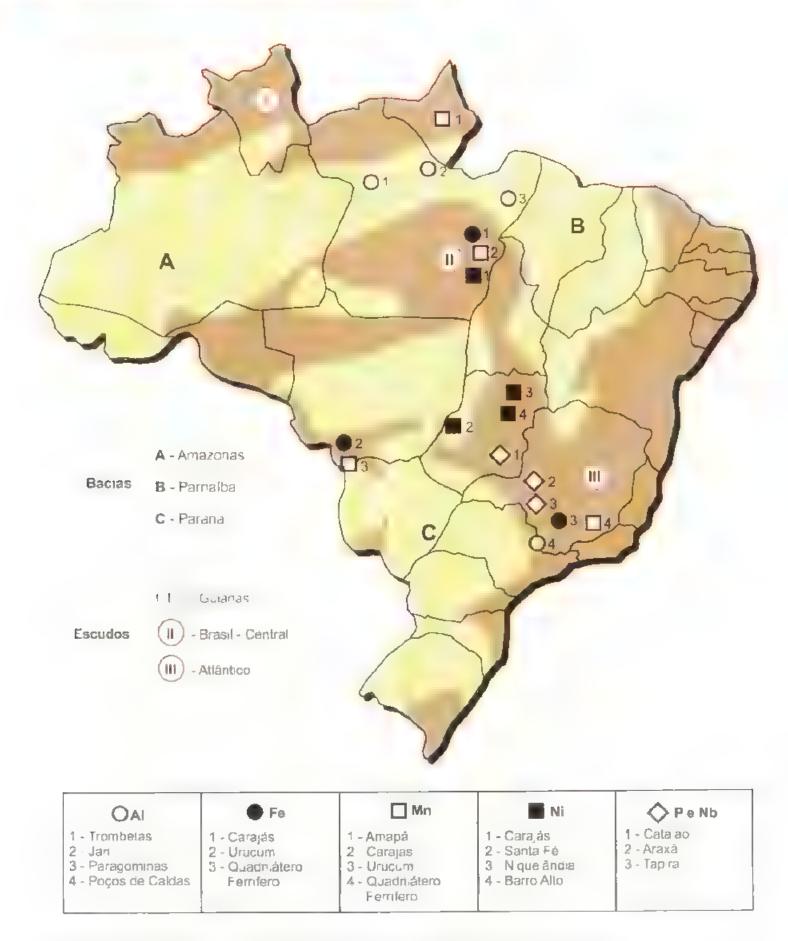


Fig. 8.25 (co. zog.). In sind sympertaines depositos rater to uside. Brasilde Ar. Mily, Fe. N., P.e. No.

A alteração intemperica proveça a dissoluça i dos minerais que acompanham os minerais de minero e promove a oxidação dos ninerais de manganes, com a lormação de xondos de Moi (hausmanha e minusina, por exempla) e Moi piro usita, emptomelano e in lorda, por exemplo , mais riços em manganes que ox minerais originais. Aqui também o como de principal na genese do minero e atologico. Porem, ao como colo — i do terro, plarece não existir uma associação cara entre os depos tos e as superficies de que, namento.

Depósitos lateríticos de níquel

Os macicos altrabasicos do Brasia, que são as rochas originais dos depos tos de rique laienteo, são namerosos, de tipos variados e aispersos por todas as zimas elimaneas. Os depositos mais importantes estão situados no Centro Oe te (Nicae ândia e Barro Alro, tega o de alma trop de de esta los contrastadas e, em menor grau, na Amazônia Verme ho, sob elima trop cal tamido.

O Ni esta presente na rocha original ultrabas ca, incorporado ao rei e ilo cristalino das ol y nas, serpentinas e, em menor grata, dos pire senios. I sses minerais são facilmente a ter, disa, dando o igem a novos ininerais com o a serpentina, o talco, a clerita e a goet uta, emique cidos em Ni. O controle lit. logico é maito am portame nesse caso, pois as rochas ultrabas si sistem te para gerat depositos por intemperismo. Nesse caso, entretanto, o tator el maito, também conta meito, sendo as regiões de el ma mais contrastado, as mais favoraves para a gênese de depositos de nicile, latentico.

Depósitos lateríticos de alumínio

O Brasil possui enormes reservas de bausita (mineri de alaminio), concentradas principalmente na Amazonia. Paragominios, Tro nhetas, etc., onde den vain de secimentos areno argi os. Porem, espalaados por te do o Pris, na pequenos depos ros de bausita re acionados principalmente a rochas alcalinas (Poços co Caldas, por exemplo). Diferente nei te dos outros momeros lateriticos, qualetter rocha pode gerar bauxita, nois o Ale am elemento abanicante nas rochas comans e muito podeo soluvel na sapertície, de modo que se concentra facilmente com a lixiviação intensa dos outros e imponentes. O principa, minera, de minera, e um hidroxido, a gibbsita.

Não ha, portanto, controle litologico na galação das fizidas de baux ta, send los fatores mais influentes as condições munifotectoricas, que devem propir ar uma ileração em ambiente de drenagem livre para que a lixivação dos outros elementos prissal confert, e e a má ocas, caracterizadas por precipilidado intensa e temperatoras altas.

Depósitos lateríticos de niobio e fosfatos

O Brasil possui grandes reservas de n o 5 o e tos iros, cu a orgen esta relacionaca a i tera ac de maciens carbonatir cos fissas roch i tem orgina mente te te ires cievados de Nive P, e sa ofacimiente a ter veis, pois seus constituintes principais são carbonatos. A gênese das axidas e, portanto, estratar ente con roado pelo facor ino ogico.

O No e enriquecido a partir da concentração residual do piroc oro, sua principal lase por el rai Apesar desse mineral poder sofrer a ma ecita a tellação tuncan tela intemperismo, seu contead cem mobio nea mainido. As ma ores jazidas de mobio di Brist estão situadas em Araxá e Catalão. A principa, Araxa constitui a mai or reserva de mobio do mundo.

Da mesma forma, o fosforo e el raque de o pela concentração residual da apanta. Em algons maiocos, como acapiranga (SP), o teor de apaute no carbonal lo para satir entemen e alto para que a rocha parental possa ser explorada como mineri. Pore u, na maior parte das jazidas de fosfato, com a por exemplo. Cura a la Araxa, e o manto de alteração, onde a apatra esta concentrada, que constanto o maiorio.

Leituras recomendadas

- MURCK, B. W., SKINNER, B. J.; PORTER., S. C. Environmental Geology. New York. J. Wiley & Sons, 1996.
- PRESS F.; SIEVER, R. Understanding Earth. New York W. H. Freeman, 1998.
- SKINNER, B. J.; PORTER, S. C., The Dynamic Fronth. New York: J. Wiley & Sons, 1995.
- TARBUK, E. J., LUTGENS, FK & TASA, D. Earth: An Introduction to Physical Geology. New Jersey Prentice Hall, 1996.
- THOMAS, M. F. Geomorphology in the Tropics. New York John Wiley & Sons, 1994
- MELFI, A. J.; TRESCASES, J. J.; CARVALHO, A.; OLIVEIRA, S.M.B., R.BEIRO FILHO, E.; FORMOSO, M. L. L. The Lateritic Ore Deposits of Brazil Sciences Géologiques Bulletin, vol.41, 1988.
- STRAKHOV, N. M. Prinaples of Lathogenesis. Londres: Oliver & Boyd, 1967. vol.1.
- RUELLAN, A., DOSSO, M. Regards sur le Sol. Paris: Les Éditions Foucher, 1993.

SEDIMENTOS E PROGESSOS SEDIMENTARES

Paulo César F. Giannini Claudio Riccomini

ma maneira. Instruiva de introd. zar um estudo sobre mode age n da superficie é evocar aguns cenanos do ecogeotarismo brasileiro: a planirie do no Amazonas, os lençõis maranhenses, a serra do Ma. Vla Velha, as lagenas flummenses, as comas costutas do Norceste, os hantanais mato rossenses e s pra as do R o de janeiro. Não e dificil associar a cada uma destas paisagens naturais uma imageni d na de cartac posta . Em cida imagem pode se ver ama forma ou um comunto de formas de relevo, que podem ser cons deradas nas mais diferentes escalas: a dana da Careca, em Natal (RN), apreciada para passeios de megi e uma forma de re evo individual, com namas centenas de metros de extensão dentro de um campo de dunas maior que se estende por qui àmetros. Duna e camp i de dunas inserem se numa unicade de retevo ainda mais ampla, uma planicie lito ranca delimitada ao seu interior por escarpas e serras. Dana e campo de danas diferem das serras, escirais e pia nuces er ste ras, não apeiras quanto a escala espaçial (que pressapoe escala de tempo de formação), mas t imesos quanto a constituição. As dunas são um tipo especifico de forma de relevo construida intercamente pela depos ção de graos por um agente natural [no caso, o vento), o que sera visto no Cap. 2. Para esteupo de televo, costuma se utilizar a denominação forma de letto sedimentar. As formas de lette ocorrenem escalas que variam de a gans m limetros, denominadas microondulações ou marcas onduladas) a quilimetros ,megaondulações, melando danas colicas), e envolvem processos formadores cuia dara ção varia respectivamente de segundos a centenas de nul rares de anois (Tigs. 9.) e 9,2.





Fig. 9.2 Filipida (Caropaba (SC)). Ca has de dunas similiares as de tigura ante in ripporecem agora como traços escuras simulia sobre uma forma de esta de hierarquia a rida tima pri de cobranca na totingratia), com geometria parabó ica. A extensão da megaforma ea cale de cerca de 7 km. Norte acoara cal voltada para cima. Aerototo Cruzeiro do Sui, vão 1977-1979.

As serras, escarpas e planicaes são for has milidodas na super cie terrestre por uma com unação de processos erosivos e depos cionais, fundo como substrate não apenas grãos, mas rochas de diferente. naturez « Saa formação pode envolver processos geplógicos com daracão de ate varias dezenas de milhões de arros. Mas serras e escarpas têm ema di erença fundamental em relicit i à plan e e, que reside na escassez de sedimentos em deposição Sob esse ispecto, podese dizer que dunas e planicie, itoranea tem em comum o tato de serem formas superficiais di minadas p ir processos sedimentares deposici nais, o que chamaremos simplificadamente de formas deposicionais Assim, dos exemplos de paisagem mencionados no meio deste capitalo, aois deles não correspondem formas deposicionais, mas a formas erosivas: Vila Vena, no Parana, e exemplo de forma cros va esculpida

9.1 Qual o tamanho de um grão de areia?

Are the microtection elativo a tantimbo do grao. O estudo ou medida do tamanho do gran recebe o nome ac grante, metra. De acordo com a esca a de granteometra mais otilizada la jedara classificar seo mentis (Tabela 9), am grão de areta posser entre 2 e 0.0626 m. Os qualificativos para referir se aos materiais sedimentares formados preciom nantemente por cada uma das tres faixas granulometricas principais são entraceo de mile, grosso para granulom categoro cascalho, arenaceo de mino, para areta, e latriceo de milo, massa tina e plastica , para lama. Estes termos de timol gran latina, tem equivalencia com outros termos, de origem grega: pseitire a mesmos radicas; rudito, arenito e lutito ou pseito, psamito e pelito.

sobre rochas sedimentares; a serra do Mar é exemplo de forma esculpida sobre rochas igneas e metamorticas.

Elimportante lembrar que a ação modeladira dis processos sedimentares, erosivos ou depos cionais, não se testringe às paisagens que fazem jus ao adienvo na juriais, isto é, às paisagens menos modificadas pelo ser humano. Altas, a dera flusoria de que a urbanização seria capaz de estancar estes processos conduzia, em muitas e dades, a uma ocupação urbana sem entenos, que ignorida e destespeir u os sitos naturais de crosão e deposição. Assim, à lista de formas de relevo aquientadas como exemplios de ação de processos sedimentares, e preciso acrescentar regiões onde processos, con um autentico exemplo de equi tório in tavel sado os casos das avenidas e bairros maiginais

aos rios Tieté, Pinheiros e Tamanduatei, na cidade de São Paulo e dos morros super habitados do Rão de Jineiro e de Sai i

Neste capitulo, estudaremos as relacios cintre o processos sed mentares e a mode agum da superficie terrestre. Procuraremos dem instrar a premissa fun camental de nosso estaco: a de que a interação processo-forma se da nas mais diferentes escalas, da planício sedin untar à marca ondulada. O recurso de reduzir e ampliar nossa escala de observação é valido para escretarmos nossa capacidade de entender o a toreza dessas interações (que, afinal, e sempre a meso independente da escala), desde que se compositor izem entre si as escalas relativas a forma e ao processo, Cha marcimos a este recurso de quom, em alasão ao mecanismo das cámeras tolográficas e filmadoras

Tabela 9.1 Classificação dos sedimentos segundo a granulometria

Intervalo granulométrico (mm)	Classificaçõe nominal				
	Proposição original (Inglês)		Tradução usual (português)		
- 256	GRAVEL	Soulder	CASCALHO	Malacão	
256-64		Cobble	(ou balastro	B aco au calhau	
54 4,0		Pebble	em Portugal)	Sexo	
1,0-2,0		Granule		Granulo	
2,0-1,0	SAND	Very coarse sand	ARE ₁ A	Areia multa grossa	
1,0-0,50		Coarse sand		Areia grossa	
0,50-0,250		Medium sand		Arexo média	
0,250 0,125		Fine sand		Areta fina	
0,125-0 062		Very fine sand		Areia muito fina	
0 062 0 031	SILT	Coarse s it	SILTE	Silte grosso	
0,031 0.016		Med um si t		S le médio	
0,016-0 008		Fine silt		Silte fino	
0 008 0,004		Very fine silt		Site multiplication	
<0,004	CLAY	Coy	ARGILA	Argina	

In carem is possa abordagem com grande detalne, bsery, nd i am grao de areia de praia, e tentando con tar ou til nar a saa bistoria. Com 1880, tentaremos responder as pergunt is mais ancentes ceste ancio de capitalo. O que e, al nal, am sed mento e o que e um processo sed mentare l'apal a ditentoça cotre os pricessos sed mentares que ocorrem noje, por exemplo, do Mar, e aqueles que ocorrem nos pantanas en a plan cres litorinease A opção por amigrão de areta de praia como nosse persanagem central devese apenas a cina ques no de aniversal dade do exemplo. store, aos tatos de o oceano ser o destino final da ra nor a dos sedimentos, o que facil fa a reconstituiça de am ciclo sedimentar completo, e de a prata serparte ma sa cessivel dos oceanos. Do ponto de vista dos concer as que se quer introduzir, não ha diferença porem e ure este grân de aren e o servo de ama planthe above the a particula de argua presente no mangue on huma lagens. Autos de passaraios a historia da gino, portanto, e convenien e cent ecer o significació dos termos arcia, seixo e argi "

9.1 Como Formas e Processos se Relacionam?

Cichi forma de relevo deposicional correspon, e a ama serie di processos mode acores. No misso exempio da dena, estes processos incluem o transporte e deposição da arcti se a atraves de nuvens de grais e mist spensão, se ja atraves de avalancias na frente da dam, seja pela in gração de marcas ondaladas em sua super neie fig. 3.1). Incluem, a mais longo prazo je em escala espacia proporcionalmente minor o foroccimento de tre a ne as prinas adjacentes e, em áltima instancia, a propina dinamica das ondas e marés responsave, pelo excesso de arcia existente na costa, disponível por ação do vento.

¿ pos de formas secument tres e tipos de processos sao interdependentes: se, por um lado, a forma da duna eo ka determina a ocorrência de avalanchas fluxos ripidos de tiassas de grãos de areia ou de nuvens de grãos moviment i de grãos sol os em suspensão, a partir di ação do vento sobre sua porção mais alta e exposta ja crista da duna, por outro lado, a repetida sucessas de fenomenos de avalancha e queda livre de grãos pro nove o avinço gradual da duna para sota ventir. A intensidade e frequência com que cada am destes oux mecanismos de transporte sedimentar ocor rein, em tanção de com gões como energia do vento, quantidade de areia disponíve, presença de vegeta

call, amidade e tamanho do grao, inthiche am a formie as dimensoes da duna (Cap. 12) (Lyand murainteração entre formas e processos secumentares, o estabelecimento da escala de observació da forma impaca ama escula companyel de processo. Assi nanopodem is expacar todo o campo ce danas do Nordeste brasileiro apenas com liase nos arecanismos equievicados de queda e avalanera de grãos, pois estas processos dizem respecto a carri escala muito basica e nstantanca de inálise da praeciso de ransporte sedimentar echen. Sara prec so ut lizar e inhociment is s ore processos e variaces más deta auras e regioninais, responsaveis pela formiçae do estocate de are c na costa: a chergia das oneas, a morrodorim ca das pradas, as correntes de deriva literanea e a decay dade. da plataforma continenta interna (porçio da plataforma caracterizada pela interação das ondas com o fundo; Cap. 13.

9.2 Biografia de um Grão de Areia

9.2.1 Intemperismo da rocha-mãe: gestação e nascimento do grão

Como se pode definir o termo sedimentor. A razdo termo, sedia, vem un latim, que significa assento,
deposiço. Assam, secumento, no ma traducto
enmologica áteral, seria aquilo que se deposita, que se
depositou ou que e passive de se depositar. Por aquillo, deve se entender, no ense, meteral sol ao
Deposição pressupoe movimento, transporte. Por esesta, a formação do sedimento implica algum tipo
de transporte físico, mecênico) ezou quim co. No
transporte mecânico, o sedimento, enquanto materia
solida, ja começa a existir durante o transporte. No
transporte químico, a materia señada so se forma na
deposição a partir de fins.

I m geologia sedimentar, o ermo grão, por de su caso de nota tri asporte mecanico. Se acmi timos que o grao de areia de praia, que esco hemos como exemplo, e constituico de quartzo (por se tratar do minera, m. se comum nos sedimentos), e considerando que o quartizo náe pede precipitar se quanticamente nem na bacaceánica nem na planicie litoranea, conclumos que ele se treu transporte mecanico desde a area e evada id acente à costa fa serra do Mar, nam exemplo tip e o do Su. Sadeste brast eiro. Sua "Liografia" in e a se portanto nesta serra onde passou maitos mi hares ou mal tôes de anes no que poceria ser chimico de sea mal tôes de anes no que poceria ser chimico de sea

co de exemplificação, que esti sorra era sustemaça por riochas ignicas ou metim irticas, este estagio corresponderia so periodo em que o cristal de quartizo di que ele se derivou toi seno i gradualmente ibera di dos cristas vizibles na rocha. Esta liberação da se atrives de uma gama de processos de desintegração fisica e accomposição qui mea da rocha exposta em si pertir e, e porta no su cita ao intemperismo. Cap, 8. A rochi onde se aperi tiste neriodo de gas aça o do grão que no C. p.8 tim con munida rocha malterad i stambiém conhice da como rochi, majo ocroci i major. Estes nomes são muno apropriados a esta hiografia de gria in riqui, fazem alusão direi in iden de gestação.

It imports not ressaltar que os processos intemperio is nacen deem transporte mecanico sia ulica vo, de moto que a resultad o não e ainda tam sedi neme, mas am mono de illeração in oin, no qua se melor uma canada s perior de solo. A rigor não podem is filar em grilis de solo, mas apenas em particulas. Quanto a emotologia, o termo principais sian necesar mente como as partes menores de am todo, nes e caso i rocha mas ou o proprie solo. A partir do momento em que esta punicala começa a softer masporte mecanico em seperficia, ela passa a constituir ama particul oscomentos, ela passa a constituir ama particul oscomento, ela passa a constituir ama particul oscomento en constituir ama particul oscomento en constituir ama particul oscomento en constituir ama particul oscomento escomento de general elemento el

9.2.2 O que move o grão?

Sedimento impi ca deposição. Deposição pressapre acao da gravidade. Em fanção disto, a força ca artivid de da variavel tesca basica em tralos os tenomenos de sed mentacos. Tra os de uma terça de corpotisto e, ama força que age sobre o volume ou a massa. eto seumento e que depende da sua densidade. O fluur que envo ve o grao exerce sobre seu centro de massouma orça de reaça a entoctor el molempare de Arquimedes. A magno note do emposo el chamen a proporcional a densidade do fluido que envolve quo reque este des oca. A força resel ante entre peso e emposo é a tensão interna atomic no grao, a qua depende de sua densidade efe ava diferença de de isi cade entre grão e fluido. Quando a densida, e eferva a negativo dindo mois dense que o grao, o empoyo sobrepula a terça peso e ocorrel latitudo.

Is demais forças plasifica de tuar nos sed relitos agem mais sobre sua area superficacido cae sobre star messa our volume. Em razi o disso, sao deni manti das torças de sa verficie. Destita n se entre e as a tre o gestative de untero de grass, a o esse as saliante da atração e etrostitico o u eletroca macsuperficial optre graos, a força ascendente produzidapor turbalencia e as forças de agao e reagan na internace. grão fluido. Entre estas ultimas, ou ich si pelo menos dos pares de torças rup intintes. O prime ro par e formado pele estorgo tringene a fore, que des ou i massa no seni do de sua ació, como a que se yen ascartas de um harálho sobre um mesa escreida pera fluide em mos mentos bre, a gradicise, forca opostia resistência oter inda pel i gradi. O segundo pur s formade pelo esferço tongencia imposto pelo grao on movimento so regeni il aco esticionimo e e resischem do thad salesh eise hamont of Lac AS

As forças de supert en dependem da raza y tres superficia. A y sume storma nos grans, e da y scosi dade do fluido. A viscos dade corresponde a tenso necessaria para produzir determinada detormació rolle da e mede a resistencia do lando a cosal amena).



Fig. 9.3 Print pais forças atuames sobre arãos i vies em movimento a viorça peso (P) e sua teação o empuso E, bil força de caesão C entre particulas ci- força astendente A), in raduz da devido a turbulência genada no fluido pela presença de um intráculo e di instrucção ta genada. Ti exercida pero dido sobre o grão le vice versa.

Como a intensibeação da viscosidade e das forças de superficie dific, lta o movimento autonomo do grão, oferceundo, por exemplo, resistência a sua decantação, estas torças são conhecidas também como forças de resistência. Por outro lado, as forças de superfície ou resistência, quando intensas (isto é, em fluidos muito viscosos) pode ai constinir uma forma de transporte de graos contra a ação de seu peso individual. Por exemplo, um bloco (el mensão maior que 6,4 cm) impressivel a passa gem da agua ou do vento, pode ser to amente transportado por uma corrente de lama de mesma ve ocidade porem mais viscosa.

As considerações acima sugerem que, fisicamente, ha diferenças substanciais entre o transporte sedimentar pelas aguas de um no e pela massa viscosa que des motoria numa encosta. A caterenca reside no mode como os dais upos de torças, de corpo e de supericle, starm no sedimentos. Reconhecem se assim do s up is de transporte sedimentar mecanico. Quando te r cas de corpo e de superfície atlam sobre cada gràindivid, almente é porque os grãos apresentam suficiente liberdade de movimento em um fluido pouco Viscoson e o transporte de grãos livres. Quando a forç, peso age mais sobre a massa de grãos do que sobre graos todivic ens, é porque os graos estão maito proximos uns cos ou ros, em alta concen raçar em re ação ao flu dos e o transporte gravitacional influxo denso. Neste alamo upo de transporte mecanico, o grande proximidade en re grãos vizinhos favorece a torre ancração come eles. Como consequência, acentaam se as torcas de superficie dentro da masse, como coesao, friccao ou tensac eisalhante ,es a ligada à capacid'ute de transportar massa), Outro efeito possavei e a mistura entre flatato e sedimentos finos criar uma massa ps. udofluidal viscosa e densa, capaz de exercer forte empuxo e resistencia visci sa sobre os grãos maiores e anal ir o efecto, la força peso.

9.2.3 Transporte sedimentar: a maturação do grão

Apos o transporte inicial por torrentes plaviais e, ou movimentos gravitocio das nas encostas da serra, o grão e incorporado a carga dos nos e corredeiras da escarpa, atraves das quats atrigina os nos de mais balso gradiente na triatoria das vezes, com morfo oga meandrante; Cap.1.) qua ciriacterizam a plan de l'iorânea.

O transporte do grão da serra ao mar corresponde a um periodo de intenso amadurecimento ou maturação am sua nografía. O grão pode sotrer mudanças quinu s (mineralogicas ou físicas texturals), un resposta a ação dos agentes de intemperismo e transporte. A maentude destas mudancas é uma man festaça i desseprocesso de maturação, mas depende também de gradde sensiblidade do mineral que o constitui. Assim, por exemplo, o quartzo e muito menos propenso que o fe dispato a tais medi cacoes. Denire as midinças quimicas, pode-se citar desde atterações tenues nas superficies de fratura e e magem até a completa transformação ou mesmo a cissolução do nuneral (Cap. 8) stas mudanças não são taras em fo dispatos e em minetais ferromagnes anos como par Action e antilo 1 is, mas pe dem ser consideradas despreziveis em gra is de quartzo. As mudanças físicas incluem a redução de tamanho e o aumento de grac de afredonda nentodo grão, devido à abrasão (desgasse) e commução. quehra .

A comparação entre o transporte sedimentar e a maturação de graos de oragem tísica encontra expressa no conceito de maturidade secumentar. A naturidad te mesen — i experiencia de um sedimento, no sentido de quao intensa e prolongada foi a historia de transporte a que ele se submerea. Entre os parametros químicos de avalação da maturidade, destaca se a relaça contre minerais estiveis e instave se e mola raza o quartizo/feldspato. Entre os fisicos, destacam se a eliminação de matriz pelítica, a secesa grandometrica (grae de homogeneadade dos graos quanto ao tantitudo) e o arres ondamenea.

9.2.4 Principais cenarios da existência do grão: conceitos de área-fonte, bacia sedimentar e nível de base

Um resumo das informações acumulidas ate açua permite abandonar o grava de detame e retornar a visão mais abrangente e sin ética possivel da historicado grao. Nessa visão, podem se reconhecer tres grandes estagios, tases maiores de sua brografia, correspondentes a tres cenarios geográficos principais; a serra, sua escarpa fron tal e o necano. Podem se também destacar quatro processos geológicos maiores: o intemperismo, a erosao, o transporte e a deposi ão (Lig. 9.4).

Com que intensidade atuam estes processos ma o res em cada um daqueles cenarios? A atuação di intemperismo é diretamente proporcional ao tempo de residencia em superfície do grão e da materia prima geologica em geral. Assim, o intemperismo e manos atuante nas partes mais ingremes da escarpa, on, e processos de remobil zação dos produtos de ilteraça o



sao acelerados pela intensa ação da gravioade, com mais atuante no topo da serra e na planiete e orânea, o ade o baixo declive tavorece a lone i manatenção, em super trote, de solos, depositos sed mentares e sedimentos em transito. 192-9-4.

O transporte domina onde ena um sal io negativo de materia. Truta se ai da remob lização s stematica de graos e particulas, que se pode chamar de erosao. Tem, portanto, uma distribuição geografica reciproca à da titic apensino. Na serra como na planicie, o transporte do grão pode ter carater intermitente e, assum, utermatases de alta energia e transporte rapido e, in periodos prolongados de arristo lento, ou mesmo retenção em meio a outros grãos da mai em temporariamente exposta. A duração, intens dade e importancia relativadestas bases ou regimes autrodopanticos de transporte sedimentar dependem da graciaente de relevo e das con igoes climate. A influencia do cama conforme visio no Capitalo 8, reside em especial na intensidade de ação dos agentes attempericos. Climas quentes e antidos promovem desintegração e decomposição mais rapida que el mas trios ou ándos. A principal influêneta do relevo esta no tempo de ação dos agentes in empericos e co desgaste merán co durante o transporte. Relevos muito acidentados e abraptos 1 y ce cem curtas distancias de transporte, a base de fluxos e torrentes ep « dicos e de alta y scosia, de, pen con o o seterramento rapido, que redaz o contato dos sedmentos com os agentes intempericos. Re evos s saves prepie am transporte continão e prolongado, atuan e sobre grãos hvres, com longo tempo de ação dos igentes de intemperismo (t ig. 9.4).

A depos çao ocorre pre rener linente em algumas porçoes da planete linorânea e em grande parte do oceano, empora possam exist r pequenos deposit os tem porarios tam rem nas drenagens que desce n a escarpa Tig. 5.4).

Tem se, assim, quanto a relac, o intemperismo erosă , deposição, três tipos de demanos geograticos, no primeiro tipo, o intemperismo predomina francamente sobre a erosão e a deposição. Corresponde, em n isso exemplo, ao interior da serra. Nam iapso de tempo menor, inclui também a planicie litoranea. Deve se lembrar, potêm, que por volta de 120 tiou anos atras, a maior parte das ateais planicies a toraneas or soletas encontractase sobriersa, e, portanto, com predom no de processos deposicionais marinhos. Cap.13). No se gundo tipo de dominio, a erosão prevalece trancimente

score o mempersmo e a deposição. Este dom mo encontra se ly te na escarpy, da serra. É, por excelencia, o dominio do transporte sedimentar. O conjunto formado por estes dois primeiros domanos e responsavalpe o forne imento de sedimentos para cimar. Por es atatable estudia se denomina lo área-fonte e as rochas. rele existences, rochis order Egg 94) Nesse sentido, rocha finte pode ser considerado um termosinon mo para rocha arie. No terceiro upo de dominice, exp. sigao predomina sobre os demais processes, Lo que ou ere no e mi baca occarrea sa miers, e miprint, e que, ha 150, 00 anos, estendia se também atual plantete a manea. Este dominio rece se o nome de bacia sedimentar (1g. 9.4). L'importante ressal-Cir que o do noio da debosação sebre os processos tine upericos e erostvos pode ocorrer também em nos, legos, aganas e campos de dan existentes no conthat to Dessembles, one a secumentar had implea-brighter anichte baci emarinha

O my for community many abase do qual a de pos casa predo ir na sobre erosao e in emperismo e icimi, do aci il arosso cintemperismo predominam sotre deposição recebe o nome de nivel de base de erosao ou somplesmente, once de rise Tie 94 el suc can unicacan expressa o taco de que a eros le não pace dur significaly metre alem abayo deste nivel, I El frochi que a erosão continuada da area tonte tendo man and the state of the control of the state of the stat a classificant to a consequence of a con que meta planic es hioraneas, pletaforma sobmersa, plinicies ahissa s, go tos, agunas, de tas e estados coavel de base o ariunde se com o nive do mar. Mesera bi cuis secumentares commentais, ele pode encontrus se soprelevado em diferentes a titudes em relação. 1) uvel do mar. Deve se ressultar que o nivel de base varia no comportare organicale macangas do unidades. To do man once observined do mar, resultante do ete o combinado da variação do volume de agua noestudo bigu do e dictectorica, Cap. 3 (Ha 13t), 100 anos, por exemple, of med relative command. Brist estima-Sa. Cm ae ma do traal ao passo que ja 1. 1000 anos, estina i recrea de 110 m a ri xo. Assim o nivel de base para control of the Member of agents and terminal no bras erro, nes altimos 13,000 tanos, tena variado. deniro de un i faxa en reas coras. Hite «Torin. Necoters do de tempo, as porções atualmente emerses e sobmersis da plata firma confinental ura staaten.

there no de tempo, as porções aquamente emers, so sobmersas da plata orma commental ora ataaren e mo erea to ne or e como bacia. Este fato nade mais e que uma este encia de sea carater de horea de bacia seana mais. No entanto, se consideratmos apenas o

tempo atual, o nive ce bisci, ama linha ne i vi detinida. Nessa esci la de atra sec a planicia lito unea torna se área tonte. Los sedamen os de pri en el possumare dois domin os de areas o ites um premano, situado na serra e na escarpa, e oum secundario, ocabizado na planicie literancia.

9.3 Sedimentos que Não São Grãos: o Transporte Químico (iônico)

No miero, thordimos a listoria de pir gran sed ment it de quarizo, desde a trea onte ate i ano. No entanto, em sua traletoria de grão secimentar, o quartzo pode ser acompanhado na capenas por grads de vires outros minerais e rechas, com statinom potons minsportados em solação, Este solate tem ama orgen all storia nastante parecida com a casi solimentos, com a diferença de que sentitors se te c dam co, portanto não envolve e arcemento de maio rnl solido. O destine final do soluto e igi, mente bacia sedimentar, onde parte fos tens pode agropase adquirir a forma de composto sol do c transformatise assim on soline to. A Constornae a do sout an sycine no, centre de race sedimentar, pode ocorrer nor pelo ir en s tres mod is differentest pe a precipit cao quimica, por exemploem am exiporito (sais formidos nara mar res mo 🖫 na solo devido il taxa a clevapora il a majoriglicia de precipita e la Capa 13 a pela agao direta de organismos Arcos, por esemplo em omo carabaço de mo ase o cu em am recife de coras na pela precipitação quin co anduzida pelo men polismo de seres vivis, por exempio em um carbonato presipilado cavido a redução de concentração de 238 car someo na agua, absorvado na lo ossintese de algas verce azais, etipiopieteras a

O mute entre, on e-part cu a so tai e, for extensio, en re transporte e inneo e fisico, a o e absolcio. Entre am e outro, existe ema categorii in ermedian, de portera o complexo to ue y grossa e pesnita dema sipara ter o completiamento de ton, e fina e leve demas para respecter as formalis físicas de tensão internaciones peso e empuso. Lan lagar de decentar segundo as leis cas física etc. 10, esta apo de particula rela za no floto em miximento aparentemente aleatoro, dei o minuo movimento provintano, que ser a melhor desento pelas teorias da lastea do Caos. Estas partica as que exibem comportamentos interniedados acas sen partes de so lidos e ons recebem o no mente con las, e constituen uma especie de estado da materia, importante em uma especie de estado da materia, importante em

sedimento ogra, el mi características físicas maito proprias. Suas dimensões minimas e maximas variam em tuncio da compos ção química e das condições inhientais. Meat sidos compost as formad is por processos químicos e hi ológicos em ambientes intempericos e sedimentates preopitam se or ginalme ite sobra forma de contecs, podendo passar mais tarde a formas mais crista imas. En caso de algans exidos metalicos e das aca opara) presentes como cimentos em arentos e concreções na do embonato precipitado pela ação do me abolismo de algas. A materia organica has agaas de nos e lagas apresenta se com frequência si bia forma cola dal el pode ser adsi rivida por argi omanerais frossibicar a tietratad se como tara, esmect na ecaulmita e estes tembem continuente coloria, is

9.4 Dando Nomes aos Sedimentos

A esta al ura ja recornos informações su cientes para percener o quao diversificados são es tipos de sedimentes. O conceito inclia tado o que se depos taçem transporte previo químico ou mecanica, tora e or dentro da bacia, por vias físicas, quam eis, biol greas ou bruga in eas. Torna-se conveniente assim uma easificação dos tipos de seu mentos, que permita, com am ou dois term os ter neos, informar so ire toras esses que stoes recitivas a seus processos formadores.

A classificação geral dos materiais de origem sedimental isto e, sed mentos inconsidades e roll os sedimentares) visa responder a ama serie de questoes score sea "biografi," eng. 9.5). De certo modo, são as perguntas que taremos ao sedamento atra saber o seconôme. Embora as perguntas sejam genericis, tendo como ponto de partida a caracterização do transporte sedimentar, obtem se facilmente as respostas com hase na anal se da constitucão ninera objete de aspectos texturais do grai, deposito ou toem.

A primeira pergunta que se deve fazer para pocer classificar o sea mento el sua origent aluma e qui nico bio objeto o asterà. Ladois detalhes a des tear resta ques tão. Po meiros por origem fisica, entenda se transporte mecunco, begundo quer se saber sobre a origent atti ma, interbito, e não sobre seas processos gertadores mais remotos. Isto significa que um fragmento de concha de manasco encontració da arca de prasa deve ser considerado como de origent física e não bios, qua, pois embora secretado originalmen e por um anantal o ultimo processo em sua historia sedementar foi o transporte mecánico his do pel, s ondos e o trientes hiorino is

Aresposta para esta primeira perginta permate clas sificar os materiais sea mentares em a óctores e autóctores. O prefixo alo origina se do prego alto, que sien tica o atro o a diferente. O prefixo rate am bem vindo do grego autos que el daci por si proprio o a de sí mesmo. Assim aloctore e o sedimento que vem de um lagar diferente daq ele onde ale se deposita. Sofreta, portanto, transporte metanico e possa origem e tima de carater fisica, autoctorio el risedimento que se formo exatamente onde se encontra en alta Mario so rea nenham transporte (a mão ser o tomeo, qua ido porem anda não existia a materia sol da sedimentar. Desse moco, possar origem pramente qui pica e/o a biológic

Em seguida, serão apresentadas as demais pere intas, a serem fectas em cada ema das dads grandes categorias previamente recombiendos

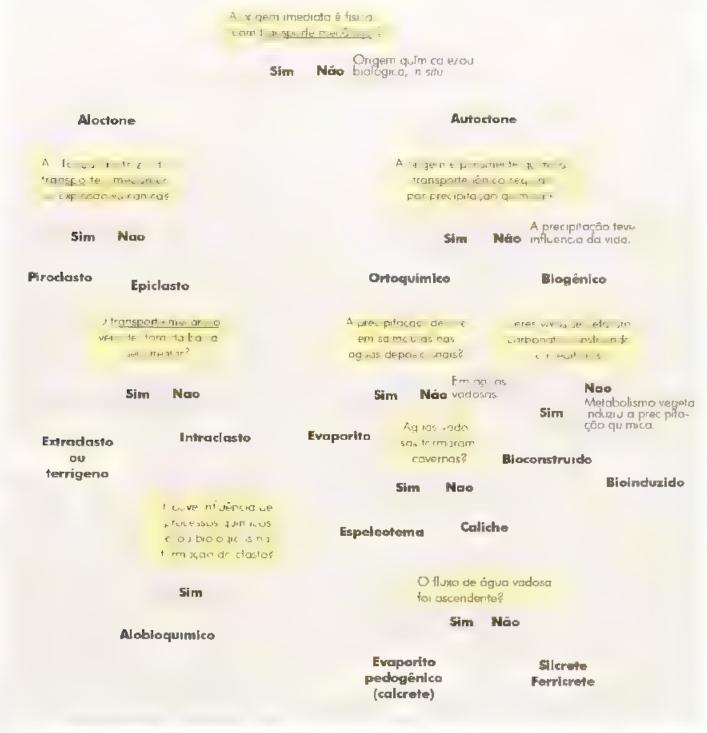
9.4.1 Transporte e deposição por processos físicos: materiais alóctones

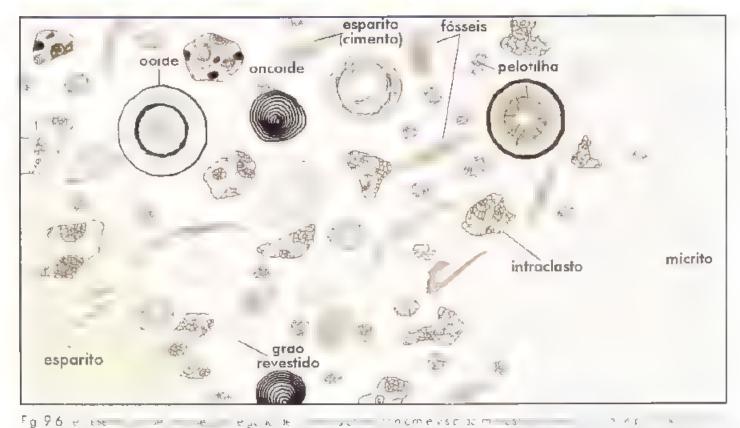
Oconcein de corrone abrange tanto o gra de quantzo provindo de um gran to na mea fonte quant se fragmen ro de ava lancaço e conso icado no ur, dorante empesos valeánica. Assim, a primeira tenginta a aver para classificar os secumentos aloctores enjenva distan guir en relestes dos upos de origen) o sedimento to mansportado por forei dos agentes da dinancia externa da Terra, como correr es, acteras e ventos, na teve par ucipação essencia de ten inventos da dinancia a term manifestados sob a tirma de explosa a valeanteas. Os materiais ali crones e assituam se desse modo e n epiclasticos do grego para, logiça, respectivamente.

O conceito de alocto ne epiclastico não estabe ecoexigencias quanto a distancia de transporte. Atendem a det mejo tanto o grão de quatizo que a racessa ma lheres de qual metros desde a area tonte ate a hactaquanto a carapaça carbon ate. Le for ima terra planetonio, que, apos a norte en anamal, tem a senas que decaritar ao longo da espessura da colana de agua do mar para se depos ar Par, distrator traestes do si tipos de origem de sed mentos epic asticos, a perganta a responder er o sedimen a for transportado desde a area fonte destema a acia, por definição ou apenas de tito dos amites da bacia sedimentar? Classificam se assim os matera se epiclasticos em exiradas cos e a ciclisticos, respectivamente.

176 DECIFERNDO A TERRA

O sutiso clasto, que aparece nos quatro termos introduzidos neste frem, origina-se do grego, onde And the alesan à quebra ou ao tragmento por ela pri dazido. O termo foi incorpi rad i e substantivado. pelo latim, ce onde cheg, a ao portugues. E um tipico exemplo de palavra culo significado reenico extrapola a et mologia, pois entendo se por elasto em sedimentologia qualquer sed mento que experimentou transporte mecanico, tenha sofrido literalmente que bra u dao. Assim, ama carapaça de foramio fero do exemplo anternir du de qualquer outro i po de ananal pode encontrar se intacta em um depósito sedimentar e, ainda assim, ser considerada um clastic, desde que tenha sotrido algum transporte para poder depos t-ise, em sinonimo usua para clasto e detrito. A etimologia deste alt mi termo e muito sugestiva da idea de transporte mecánico, pois destrus em litansign fica gasto pelo atrito. Mas tambem não abrange de modo rigoroso o exemplo da decantaçatoraminiteri plancionico.





1 % s. introquim cas el de mati z/c.mento. O desenho è dealizado parque raramente as quatro componentes a liaquim cos rrem juntos na presença de idma carbonática in crito.

Origem externa: materiais extraclásticos ou terrígenos

O termo terriecho e utilizado como sinon mo de extraclastico por alguns autores, e de epaciastico em retal, por outros. Considerando que o nome faz alusão aos sedimentos que provêm da terra emissa, no sentado de area tonte em sua acepção classica (area 1 ta., o uso como sin mimo de extraclastico é mais reequado.

Origem interna: materiais intraclásticos

Para deti har a classificação dos sed mentos a octores mirac asticas, deve se observar se houve ou não inflaencia de processos químicos e, ou biológicos na formação do material. Os intraclastos comunital encia desses processos incluem os componentes noquim cos da classificação de rocias calcárias proposta por Robert Folk em 1962 (Fig. 9.6); obclastos osseis, peltetropeloticas), restos mineralizados de excrementos fecais, obides (graos esferoidais com estrutura interna concentraca formada pela precipitação quanto, de sucessivas camadas, em condica o de agua em movimento) e fragmentos líticos e deários intraliciclastos ou intraclastos. O termo aloquamico,

embora consagrado pe o uso, e parcial, pois não expressa a evidente contribuição biológica dos *polos* e hioclastos Desse modo, essa denominaça le aqui subslituda pelo termo alobioquamico.

Os sedimentos intraciasticos sem tollucidade processos quime abrotogicos correspondem a tragmentes ou torrões de depositos terrigenos preexistentes, retirados mecamicamente do fundo da atesista bacit c redepositados, sem que haja hiato de tempo geológico. significativo entre a deposição original di sedimento e sua redeposição. A distancia de transporte, alein de a tittar se às frome ras da bacta sedimentir, e restrita to maximo transporte que o intraclasto, por seu incipiente estagio de consolidaç, o, consegue suportar. No exemplomais típico e comum, os fragmentos são radaceos, maio res que Imm), ex hem germema reliquar de estretaras sedimentares primarias, como porigonos de greta de dessecação de lama e estratos taba tres, a recobra militatamente a propria camada que os forneceu [13, 7,7) Noha termo usual para designar de modo especificiintraclastos de origem predominantemente física. Os ocpositos desentos recebem o nome de conglomerados ocbrechas intraformacionais (Cap.14), mas esti denominacao aplica se também a depos tos de pirac ast s al ibiogaim.cos.



Fig. 9.7 Introduces a de to helha and produce as maid to the scalar and to est introduces as maid to est introduces as the est intro

9.4 2 Transporte e deposição por processos bioquínucos: materiais autóctores

Particussibilar sed ment sunte corres, a printera per minicial ser respondicial ét os secumentos foram depis ados por processos quincos calho ógicos. No caso de processos billogie s, a subda fundação ou incoramento do depost o no subsira o é o seu crescimento ça dial minicia ado se da superficie de fixação sa parvo para capa, no caso milis comami, permite e in para os com centroios. Para classificar estes ediferios responde se a perguntar as organis nos formadores fixariam se cimada a amista strato, in acadado saas empaças. Ou provocaram, atraves de seu metabolismo, madanças quamiens e ou hierodinamieas que gen nim a deposição seu nentar lastos deas possibilidades normator class fixariam os edificios sedimentares em bioconstruidos e bioinduzidos, respecto anema.

Edificios sedimentares bioconstruidos

No categoria de edificios proconstruidos, os representantes classicos són os recites de corais e aleivermel tas. Estes do s tipos de organism is vivem ass engos em edificios mirrinhos, trocendo ostgento e gascarbonica necessarios respectivamente para sua respiração e fotossintesa. O termo mate possar am significação abrangente e sera discutte o no Capitalo 13. Refere se a qualquer obstaculo natural a navegição, pareja ou trralmente submer () caudio optox no a costa e pie no substrato. Assim, nem tudo o que se conhece como reque corresponde a biocogistrato es de com sicilidades. Parte dos recites do Nordeste prasileiro, me ando da praia de Boa Viligem, em Recite. Pl.), e formacipor arentos e na por colonas de conas e algas. Recotes de corais e agais de firmito efrecar pocentormar se no ent. in sacilhas, mait, s vezes de organi valentical Receipent o nonje ce at d. No. Br. J. um. exemplo é o atal das Rocas (RN)

Edificios sedimentaras bioinduzidos

Os echte is sedimentires by natividos short presentados par construções ealearias, ou mais taramente fostaticas, formadas pelo metabolismo fotossintenza tre de ciare bacteras. Do planto de vista culmico, o mecanismo de hiotidação de catea plade ser entendido com base no principio da retro hinemação de sistemas abertos, o Prantipio de Las Chatcher, aplicado a equação quimica qua telaciona as formas ionica e precipitada do curba natividação natividadas para e carbanario.

segundo o Principio de La Ciate en a retiricta de qualquer e impriente de um sistema quimico a serio, em prejuzio de um dos bicos e, equação, e mitoral mente compensad i pelo des ocamento do equilhino para esse lado e pela reposiçar di e imponente sam do Assim, a retirade de CO pela e inductoria destoca o equilhino e capital para a direita, repose o gas carbonico consumido e favorece a prei pitación de carbonato insocave. CaCO a sobra forma de caleira ou aragonira di is minerals de estrutura ensistina litarente e mesma composição qua nici. Deve se ressa tar no emanio, que a presença y e carbonato nas constrições microbianas pide também ter uma componente mecânica, isto é, a retenção ou filinagem de partie distinas pelos microorganismos.

Os edificios estrematol ficos são formados pela dicrolancia regular concordinte en relâminas de es el ra nucrob ana e lâminas do carbonato que as recibre As faminas são finamente orididadas (Fig. 9.8)

Materiais ortoquímicos

Os materia s autoctones de origem quimica sà chimidos de ortoquímicos. Ortins, em grego, signi ica meno ou corre o. O direito ou correto incitado pelo prefiso, neste caso, diz respe to a origem quimica. Assim, o processo formador do sed mento ortoquímico sena a precipiação quim ca, sem interferencia de nucea ismos biológicos ou físicos.

Os exemplos mais tipicos de depositos ortoquímicas sindepos cionais referentese acs produtos de exanoração de salmouras naturais asaporitos), à precipitação ou concentração que





Fig. 9.8 Estromato ita com ester as plantires hiarizali aisila, incia carlo de Proletozaico super or, aflorante na estidia entre Apia el poranda SP). Foto P.C. F. Glarin ni b. Calcáno atetaceo da Chapada do Aranpe rio Ceara (mesma região ande ca rem los tosse side pelves máis tamilios do Brasil), obseriado do microscópio óptico. Amostra do etada por M. El Assino.

miea residua, nos aorizontes superiores de sol 3 cal ches is a algumas precipitiones calcal as emcavernos (espelcotemis, Capill Uma possibilidado de subdivisão dos depositos ártoga nucos e se rar os depesitos formados nas aguas da buctsedime nar, represent, dos pelos esapor tos marnh is te continentais, dequeles formados pelcirculación de Aarlas y idosas tago, interso dal adindo lengol freatico, incluindo espelcotem, se cilicaec efforescéncias sa nas. Os cilienes consistem erostas e inertiriais de sais cu oxid y e classificat se conforme a composição química predominante em s lereras, s lica crip derista una,, ferrieretes (oxdos e hidrosacos de ferro), ca ercies terrhonato de cále o) etc. Podem for nar se por flaxo descendente ou ascendente evaportico) de agra vadosa linquanto a formação de si cretes e terrieretes dependide intensa precipitação plus ametrica, o en ren corresponde a produto tipico de pedogenese even rinea em deser os

9.5 Categorias de Transporte Mecânico

O transporte sedimentar acorre sempre a ravi de um neio flado, parado ot en anovimento, semele o ir, a actar au cina massa viscosa constitui pe a mistira entre sedimentos e agua e ou ar. O gelo também pade estar presen e no irco, e ate mesmo constituir, sob a forma de gelorits, o cipal velculo do transporte sedimentar. Cap.11.15 sua rigidez, as geleras oterecem pouca aberoade de movimento as paraculas sed mentires assembliando se assim, em termos de proces o respectivos dopostos, aos flexos de flu cos de mais il a viscos dide.

Du ponto de vista fisico, o estado do i ra spote sedimentar resume se, portanto, a um estuco de forcas atauntes no interior de fluidos, codo costidade como criterto de abord gem. A viscosidade e a propriedade tistea determinante d modo de mantestació das forcas de super e e assim como a densidade o e em relació as forcas de corpo. Em termos de fluido, a correlação entielas quase sempre e direta. Sob esse enfoque, os tipos de transporte sedimentar serão e assificad em dois grandes grupes, e onforme a viscosida le e, na mai ma das vezes, a densidado, seja bai agua e ar com biasa concentraça de grãos em suspensão) ou a ta (se o e mistaras concentra das se gel y água/ar com sedimento.

9.5.1 Fluxos de baixa viscosidade

Nos fluidos de paixa viscosidade estacionarios, caso ntro na natureza mas que, nama primera apresimação, pode ser exemplificado pe as águas de um agoestignado), as forças de corpo e de supertície agemsobre casa gnio individualmente (por exemplo, ama particali de argili decentando lentamente nas aguas do laco, a merce da forca peso e do empaxo). Nos fl. dos de baixa viscos dade em movimento (correnteza de um ria, por exemplo), as forças de corpo agem sobre o fluido, tazendo o se movimentar decaye abaixo; o fluido reprissa esta ação a cada grão, sob a forma de esterço tangene a , e transporta o ou não, de acordo com seu peso e ecm sua forma. Assim, a característica essericial do transporte de graos em meipouco viscoso e que as forças agem de maneira predom nantemente individual. O comportamento Amanico do grão, isto é, sua velocidade, traletoria e nodo de deslocamento, e ama resposta direta às fore sine e atriantes e refleie suas caracterist cas individuais como Erma, de isidade, tamanho e ragos dade su perficial. Entira, nos fluidos pouco viscosos, os graos tem mentidade propria. Como etrito, a corrente pode provocar uma seleção dos graos no espaço, separando la grana mai dens menores e/ua menos densos ca ou de formato mais statuareh dos mais pesados. I sta se leção pode, portanto, ter ao mesmo tempo carater granalometrico, de isimetrico e mortometrico.

En um fluxo de baixa viscosicado, os grãos mais pesados tendem a ser transportados mais devagar que os leves. Exica a densidade e demais voi veis, quanto mais grossa a granulação de um leito sedimentar reposobelico, major a velocidade minima necessária para dar inicio a i movimento dos graos, ou seja, . velocidade critica (Fig. 99). Esta regra tem exceções importantes nas granuações muito finas, onde o aumento da si perficie especifica eleya a magnitude relativadas forças de superfície intergranulares (coesão/fric ção). O efeito pelo qual leitos de sute e argula são mais dificeis de serem erodidos que os de areia recebe o nome de efetto ou anomada Equistrom Sundborg, A granulação maxima para existência deste efeito anómaio e de cerca de 0,1mm, em leitos coesiyos, e 0,7mm, em leitos friccionais (o que define se um leito é coesívo ou triccional é, em grande parte, a propria granulação).

Uma vez que a corrente colocou a particula em movimento, diminuem drasticamente os efectos de cocse de fricção sobre ela Nessas condiçãos, quanto menor a granulação do material, mais facil é o seu

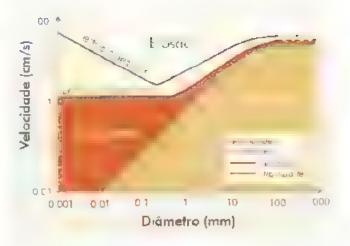


Fig. 9.9 Diagrama energia x granulometrio, apresentando as cutvas de verocidade critica de transporte e erosao. A cutva de ransporte (Inferior) represen a as velocidades necessarias para ocar em movimento grãos solados de diferentes tamantins. A curva intermediana representa as verocidades necessarias para erodir le tos friccionais formados par graos esferas de vidro por exemplo de diferentes tamantinos. A curva superia representa as velocidades necessárias para erodir le os coes vos formados por graos (piacas de filosociais por exemplo de diferentes tamantios. Fonte Sundborg. 956

transporte. Particulas de diferentes famanhos podem apresentar velocidades e mecanismos de transporte natividual diferentes. Os principais mecanismos são a suspensão, a sa tação, o arrasto e o rolamento. No fluxo não viscoso i pico, estes micanismos ocorrem de maneira predominantemente lavre. A interação entre grãos vizinhos é si bordin, da e não compromete a fra etór a de modo essentia.

A suspensão é o carreamento ou sustentação do grao acima da intertace sedimento, fla do (superficie deposicional). Ela pode ocorrer por uma ou mais dentre três condições físicas existencia de turbulência, baixa densidade e comportamento e abida. As duas unimas condições não requerem movimento, pi den da ser observação mesmo em fluidos estacionarios. As forças que mantem o grao em suspensão, em cada uma destas sítuaçois são, respectivamente a torça de ascensão hidraulica (Fig. 9.3), o empuso e a resultante da movimento brownimo.

A saltação é a manutenção temporaria de gran em suspensão (Fig. 9.10), em trajetoria aproximada mente eliptica, entre seu desprendimento inicial e o impacto na interface fluido/sedimento ou entre dois impactos sucessivos. Di rante o choque, o grão pode aterar algumas partículas da interface e prevocar rico.

chete, ama forma di saltação incluzida pelo impacto. A saida de graos por ricochete ena um pequeno deficit ocal, murcado por irregulandade no leito, e torna esta area mais esposta ao esforço tangencial e mais sujeita a navos lançamentos. Desse modo, o fenomeno da saltação possea a capacidade de se automultiplicar.

O arrasto na raste,amento (reep. è o desloca mente do grão subpartlelo e rente a interface sedimento/fluido, em contato deradeuro ou angeneral com esta interface. A exemplo do que ocorre na saltação, o contato ou aproximação com a interface pode afetar outros graos. O movimento ndazido mas comum e um ligeiro remanejamento, ttraces de empurmo dos graos uns sobre os outros Devida ao efesto multiplicador do remanejamento, urasto em encosias pode provocar, a longo pra zo, o movimento lento, imperceptível em escala anual, do acamulo sed mentar ou do regolito Cap."). Quando o material di encosta encontra se saturado em agua, este efeito e um pouco mais rapido (da ordem de La 30 cm/ano). Recebe então o nome de so iflusac.

O rolamento e a retação do grão em torno de um eixo, por sobre outros grãos da interface. É facilitado pe as formas estericas e principalmente pelas cilindroides e pelo tamanho relativo do grão (maior que a media do substrato).

O movimento dos graos por arrasto e ro amento e denominado tração (Fig. 9.11). Em sedimentologia, convento titizar o termo especificamente para o movimento e não para a força motora (tensão tangencia à superfície deposicional).



Fig. 9.10 Fenómeno de queda ou nuvem de grãos, exemplo de transporte por sa ação/suspensão, ha crista de uma duna em Laguna SC. Foro P.C. F.G. ann n.



Fig. 9.11 Produção de sublato friccional ou carpate de tração comada de fundo com aita concentração de grãos em movimiento trativol, em condições de otra energia e balxa profundidade, na zona de aspraiamento. Prais de Peruibe (SP). Foin P.C. F. Grana ni

Fixada a energia de trans sorte, em un sedimento com certo intervalo de venação granulemente, a população mais fina tende a ser transportada em sus pensão, a mais grossa por traçac e a intermediaria per saltação. Fixada a granulação, a tração é o mecanismo de transporte preferencial nas boxas energios, passan do se, com o aumento gradual de energia, para sa taçõe depois suspensão.

A viscosidade, a densidade e a profendide do meio também influent no mecanismo de transporte. em especial no inicio do movimento. Es a intluença nea clara quando se comparam os transportes aquiscie cólico. A água impõe maior resistencia viscosa a desse modo, o deslocamento para cuna, por contra por exemplo, no mico do movimento dos grãos, torna se mais dificil. No ar, a menor resistencia na vertico di z com que a maioria dos grass pas e diretamente de repouso para a saltação e suspensa a em defrimento do estagio trativo (Fig. 9.10). Dois fatores adicionais de fundamental importância nessa peculiaridade do transporte eól co são as torças de fricção intergrana a es as cr. is immentam nos metos menos viscisos e difcultam o movimento trativo dos grãos, e a energia de impacto, mais vi denta quanto nicnor a « scostcado.

porte de grãos livres, suspensão e tração exercem efeit as parecidos na dispersão dos sedimentes, pois ambos obedecam ao sent do de atuação da tensas tangencial imposta pela corrente. Vistos como me canismos de deposição e de construção do le to sedimentar, eles possuem ações distintas. A deposição por suspensão ocorre, em sua essencia, na

vertical, e promove o acumulo gradual dos gios o crescimento di leito selimentar de batvo para e ma. Como a deposição ocorte de modo homo genera ao largo do leito, este tende a ser planta. A deposição por tração deposita is secimentos no sentido da ensão tangenera, com um torte com posente paralelo ao leito sedimen ar. Como quantidade de sed mento que chega em dado trecho do leito e igual à quantidade que sa , o leito resultinte também tende a ser plano. A conclusão é que, apesar de contrastantes, os mecanismos depisicionais por tração e suspensão puras concluiros de posicionais por tração e suspensão puras concluiros de leito plano.

A saltacao com sorta se como mecinismo into medi, no cutre a tracao e a suspensão. A semelhança da suspensão, ocorre queda do grao, porem existe mi componente tangencial importante, ligado a in clinaca, da tri coma de queda e ao efeto de ricochete Se imaginatmos que, par condições fixas de energia e grana ação, todos os grãos gras tendem a realizar sa tos iguas, com ampritade e extensão constante e se consideramos que as zonas de importo e notico e são áreas preferenciais para interar nos as sa tacoes, concluiremos que o cito a ternara zonas deficitarias em graos, nas meas de modencia de neocuete, com zonas de estoque, menos impactadas (Fig. 2012). Pey do á orien acao do fluyo, as zonas

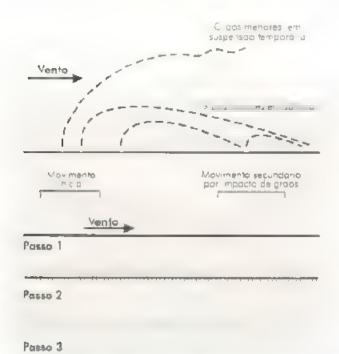


Fig. 9.12 Representação esquematico do transporte por atração e suspetisão e dos eteitas do sa tração sobre um ie to sed mentar. Fante, Boano d., 1941

soerguidas de estoque desenvolvem rapidamente certiassimetria, adquar ndo inclinação stave a montantica corrente e abrupta a jesante, o que configari i mortologia de marca obdulação assimetrica. O comprimento de onda da ordelação tenaciona se issuicom a extensão preferencial dos seltos, bob mais encigia, sa tos prelongacios formam obdu acões are merricas (megaonda acras). O do nino de saleição suspensão como mecanismo de transporte de arens colicis explica porque o ledo plantana e un a formi deposicional estável em ou ipos de dunes. Ligitudo

9.5.2 Fluxos densos ou gravitacionais

 Os flaxos gravitacionais constituem o tipo de flexo Alscosn em que a viscosicado devoda se deve a grande emcentração de sed mentos por fluido. Do pentode visia estritamente fisica, os flux signaviado nats. e stinguem se di si fluxos de bandi viscosidade pelaobjeto de atuncio di siforcas de como la misturi, graosillado e não mais o grão adividual, cocle modo e ntensidade de manifestição cas forças de superficie torte inflaencar da coesao, da fricção, do chaque trutan ua ca turbaleneri. Do pento de vistaas tres caracteristicas mais comaios aos diferei tes fipos de fluxos gravitación, sisa y ligitassociação preferenceal, declives, 2) a formação de expositos, no pase destes declives, com a morto ogia de lobos e/ou agues, e.3) o earner episodico dissipaje ie de grande una miliade de energia e des ocamen o de camde más sa de sedimentos em tempo ma to reduzido, de segundos a poucas Loras.

O jogo de forcas que contro ava o comportamento de cada grão em fluicos de oscos e i le loss i esta presente também aqui, se que abre aou a um conjunto de grios, unido pela ição de forças de resistêne a (principalmente coesão e atrito). O cijuabrio do con unto é dado pela soma das forças de resistencia que se opoem a el mponente tangencial da força peso, com efeito eisalhante. Este co uponente e ianto maior quanto mais acentiado o neel vido tereno, o que explica a mencionada associação. preferencial dos processos gravitacionais com encostas e talados. Nessas condições de topografia, materia's inconsol dados como solos, acemelicoes sedimentares e literros pedem manter se duran e muitos anos em equilibrio instava, le de um minatopara nutro, minimen ar se declive ab axo com consequencias cat istroficas

May or que movisca o fluxo gravase o tale De acordo com a equação de equilibrio, o componente disalhante. da torça peso deve ter superado as forças de resistência. I xp icada assim, a causa do fluxo parece muito simples. E o ca culo vetorial das forcas parece o suficiente partiprever o destino de qualquer encosta. No entanto, a medida que se tenta um entique menos determ rispeci e mais geologico, dois fatos se observam. Em primeiro lagi i encosta tem ama dinámica ricessante e variáveis imponderaveis por exemplo, um recorde historico de pluviose ade ou um sisma acana da media local) podem surgir de uma hora para outra. Lin segundo lugar, vimas hipoteses podem ser formuladas, pois manas vomaveis contro am a força peso e as forças de resistencia. muantes na massa que se movimentou. Como em qualquer cutto fenomeno geológico, as palavras causa e previsão são apenas forças de expressão. Diferentes conunções de variaveis podem conduzir ao mesmo efecto. Como consequenci, as relações processo-produto não sa v. no. , como nama equação ou numa associação de

causa e efeito. O entoque geologico não esplica porque o fenómeno ocorre e sim com a ele ocorre. Do mesmo modo, não consegue prevera ocorrencia, nas simapon at a localização de zonas de imanência de fluxo e o griu ce nisco de habitações e obras vizinhas.

L'in exemplo das multiplas possibilidades de desenca deamento de um fluxo gravitadi ma, pode ser encontra o na Fig. 2.13, que reproduz uma noticia do jornal l'alberte i Parlo sobre as causas provaveis do in ivimento de terre de Barriagoba, em Contagem, in Crande Belo Lonzonte (MC Com base em interpretações de geologos entrevistados pero jornal, emdo ta ores possiveis são evocados. Em cressante notar como todos os fatores enumerados resumeirose, de uma forma au de outra, em um desbaranço na equação de equilibrio. O tator 1, fortes chavas, pode representar tanto um decrescim i nas forças de resistencia, devido a pereta de coesão do solo, como um aumento da torça peso, provo cado pera saturação intersicial. O tator 2, obras no alto da encosta, também pode representar qualquer, um dos taxos da equação de equilibrio: o peso adicional exercicio pero

maquanara) su a perda de resistencia por tropidação. O fator 3, peso da estrutura recem-estabelecida no opo da encos ta, refere se explici amente ao aumento do componente cisalbante da força peso. O fator 4, acumado de lisa e o mitor 5, existência de ninteras, evocam a falia da resistencia ao lengo de pomos ou superfícies de fraqueza preciamento detinidos. Qualquer um dos fatores ou combinação entre des poda ter desenciação o escorregamento.

O exemplo deixa claro o quanto am conhecimento geologico basico porte explicar um fenomeno que faz parte de nosso e a a dia l serve para i ustrar o papel social euc igerberitie as in a port p securities en anten a do momento em que o parecer do geotigo for so icitado para planujar a ocupação urbana e a construção ervil e naci mais para avaliar as causas de um desastre la consumado I ste e octros, eidentes similares não poderia niterisido evitados se um investimento no conhecimento teenico científico invesso sico fei o па дога сеп

Favela corre risco de novo deslizamento

nagoreta Potha em Contagem

Hipoteses de soterramento 2. Obras que o empreso M e redi tando em a far ala 1. As fortes the to de joneiro e le ereiro term rdo ima nos racios po desir amento de terra. din din dan 3 Pelo do esticti a moverhade da M. Martins Name en um barranco acima el de tarreia que terlo er or ame its de Esta pode ser uma area de furteira 4. Acquirato de material orgánica. fricter el argénico netura que fice na Minin Genal hijo tens provocado a formação supe fa et Tals depas tos de gas metano que podena ren Balls pressio jados por um peso muito coupada a mo-mentación da y B published of the second of te-ra da ser iberada Outra movimentação do terlo. É um h półece mais templo, e que este. tenómeno parecido do de uma The gas poderio fer explodido de of no love less to bushes

inte Maria Tanta 33 é gestige de Centra Teurologia o de Minor Geras e integra a equipa encomegada de inmitra i audo Érmico nabre e a li tradición de Soares de Macado, 35 geólogo do relibida de Perquista Tacriclogica da Súa Paula (PT)

Fig. 9.13 Noticia de lamal Folha de São Paulo de 21 de março de 1992, destacando as causas ployáveis do saterramento de Barraginha, em Contagem MG)



Regimes de transporte de alta viscosidade

A materi, prima do transporte gravitaci mal é ama mistara de flutor (liquido c/oa gas, e solado, cu o importamento, não e proprio de nenham detes. A disciplira da bisica que descreve o comportamento deste upo de materia e a reologia. Entenda se por reologa, ta ubem a resposta dada por estes materiais si licilidad de estorços. Neste altimo sentido, as mistaras em meximento nos fluxos denses pode n apresentar tres upos basicos de regimes reologicos o cepti, o passico e o fluto.

No re me reo ogreo raptil, os graos na tiem contato sistemat co e permanente estanco) entre si e modo que esta se rompe somente ao ongo de supert etes de imdas. No regime plástico, ex stemos mento entre os graos, con choque ou atritem grau var avel. A resposta reológica em pacroescela e que a mistara se deforma ezote se destoca como um falso tleido ou ama missa (no sentido de pasta). No regime fla da , os graos en contrem se separados por aço de medo que mistara flui o ser solicitada por um estorço. Ema vez mie ida o flaxo denso fluidal, sua dinámica e comundada a pelo fleido verdadeiro.

A class feação reológica destação comportamento dos fluxos sob o ponto de vista mecanico. No ámb to sed mento ogico, do mecan smo de inter, ção en re os graos e das características de seus depositos, pode haver máis de um tipo de fluxo denso de itro de mesma reológia. Desse modo, se sivaried, des principais de fluxos gravitación as podem ser distintas, escorregimento, deslizamento, fluxo y randar, fluxo de lama, liquetação e corrente de turbidez. Les 9,14.

Fluxos densos de reologia rúptil escorregamentos e destizamentos

Os escorregimentos e cestizamentos constituem ipos tras, comuns de floxo gravitaciona, ruptil, em encos, is ou em bacias submersas. Os dois termos são diferenciados por alguns autores e un lizados como sinonimo por outros (para conhecer quaes sonam as diferenças entre eles, consulte a log. 9.14., A característica essencial e o desequilibrio localizado de tensão interna, ao longo de oma superfície de fraque

preexistente ou definida durante o inie o do processo. O regime de forças distribu-se de tal modique ha castensão no topo do ceelve, com forma-





Fig. 9.15 Dois aspectos de a discorregamento. Curtiba, PR março de 1993 la Planos de destacamento subvertical no altr. de er cusio escalonamento de biocosi bi De urriação com pri servita base da encosta. Folo P.C. F. Grantin

de planos de des camento subverticais aunas no mais; Cap. 19) e blocos escalonados (Lig. 9 Ibal), to oppressão na base, onde a deposição se da sobilidade rima de dooras recumbentes atectoricais. En, 9 Isbablicado do ou sed mento subconsolidado nos e lumo caso, intraclasticas. Isto significada e um staragrãos, fluido desle casse declara ao a xo como um bio o mais ou menos contente e homogeneo, podendo percer pareialmente. Eg. 9.16, ou não esta e crencia curante sua deposição na base do encesta.



Fig. 9.16 Aspecto geral de lum es in incherente. Notar arma est intella ua elescatamambilità ci de escatrogamento. Proximidades do lum 33 da Rudrivi. SC 032 il paranga. Altredo Magner. Polo Pic.

Fluxos densos de massa

Os exemplos mais tipicos de fluxos gravitacionais plasticos são o fluxo granular e o fluxo de lama. Os movimentos de arcias liquefeitas constituem um exemplo de flaxo plastico na transição para o regime fluida.

Fluxos granulares: o mistério dos torrões no açucareiro

O principio fisico do fluso granuar (cram flos ou sanadost não e exclusivo de tenomenos sed mentares. Eleocorre em processos bastante comuns no dia a dia. O tenomen i explica uma pergunta que se faz as vezes à mesa do café, diante de um aqueareiro contendo açúcar levemente timido e empedrado, por que os torrees de açuear concentram-se de preferencia no topo do aquea re ro e não na base, como seria de esperar com base em sta reação de massa com os demais enstais de acúcar-L, a nota, por que a miciativa de chacoalhar ligenamente o açucareiro purece apenas agravar essa situação, fazendo emergir mais e mais torrões, em vez de esconde as

Uma pilha de açuear despejada sobre um prato possui um ángulo natural de repouso. Se fornecermes ann energia adicional para o depós to, por

 O flaso granular é plastico com razão graos fluido e evada. O fluico pode ser agan op an A interição intergranicar tipica tem carater fricciona, e da se em sedmentos relativamente puros na granule, lo tretti Emvirtude das mensas forças de aim i que se observam nessas cendições, o ángulo minimi necessario para de sencadear o processo e o mais alto dentre os varios upos de fluxos gravitacionais (Fig. 9.14). O fluxo granular de posita, entes de area com no maximo alguas conunie, os

exemple através de choques na latera, do prite, a pilade aquear e espaihara, passando a ángulos de repouso-

tada vez mais parcos. Nesse processo, mui o provive

mente novos torroes emergirao. O espalaamento de

açuear visa a aquis cao de um empacora nento ni riva perco-

de enstais ou graos de aquear, com a tact com o aume t to de energia mecanica. E este empacotamento aperto e

obtido por choques sucessivos, para abaix a entre castals eigrãos yaz nhos, mecanismo conhecido ei ni-

pressão dispersiva. A pressão e ispersiva e a modalidade

de interação intergranular tipica co processo de fluxo de

20,05



 Avaiancho coesiva ou escorregamento de are a lipo de fluxo gravitar, ona em areia com umidade elevada. Notar cicatrizes de escorregamento, produ z das por estorço distensivo, no alto da duna, e pequenas clabras, gerados par campressão ina parção basal



da ingua de areia e de aproximadamente 20 cm

 c) Escorregamento degenerado i po de fluxo gravitaciona in fermediano entre o fluxo gra 16 dr. escatregamento de areia.

Fig. 9.17 Exemplos de fluxos gravitacionais em trente de du tas da região de laguaruna Laguna. SC Fotos P.C. F. Grannin



de espessura. Se a ocorrencia restringe se em essencia a avatanchas na frente de megaondulações, subaquisas ou subacreais. Como o impacto entre graos de areia é mais e clemo nos mesos de menor viscosidade, os exemplos mais diciaticos de fluxo grandar encontraria se nas elimenas de areia seca de frente de dina colica.

Quando sebmentas a ventos mais fortes que os responsaveis por sua deposição uncial por saltação, as concep rações de grãos nos artedores da crista torna o se instriceis e passam i alimentar um flux i gracitac e i o longo do flanco protegid i da dana (hig. 9.1 a e 5.1 c) em besca de empacotamento mais aberto e ângelo de decive menor. Na dependênci da energia de flavo e da beten generidade granu ometrica, a pressão dispersiva pode criar um empacotament i aberto e permitir a produção de grana io inversa.

O deposito de fluxo granular concentri-se na parte media do flanco protegido da dana, sob a forma a cobos linguades, individuais ou coalescid s. Fig. 917). No enianto, a morfelogia exata des depósitos de fluxo granular na frente da ondicação depende da coesas —parente da areia, contre lada pelo teor de unidade. Com base no enterio de anudade da areia e possível reconhecer ama senie continua de processos gravitacionais em sea mentos colo is, desde o membro extreme mais seco. Fig. 3174 aix o n.a.s., mino 4 ig. 9.1 b. A

Quando a lama comanda o movimento: fluxos de lama ou de detritos

avalancha de areia amida e muiti similar a

um escorregamento.

No flax o de lama ou de detritos mud tun ou de tor flor), a interação o ergranular que garante o comportamento de fluxo gravitacional e dada pela marriz pe it ca. Presente em quantidades na to variave side caso a coso, ou mesmo ao lugi de um mesmo lobo de fluxo de lama, a matriz fina desempenha a função de ligante e labrificante entre os graos mais grossos.

O mais i pico dentre os mecanismos comandados pela matriz é o empuxo anorante), importante nos fluxos caja consuluição e dom nada em volume por ama de ilti viscosidade. Nesta situação, a viscos dade acentuada tobe a ritb. Jene a e o fluxo ten, e a ser laminar. As aminas superiores, mais afastadas do

zona de mixima tricção com o si histrato, deslocanise mais rapidamente e levam consigo os graos mais grossos, cuja superfície exposta a tensão cisa bante e ao empaxo é maior. Este efeito pode gerar uma lizeira gradaça inversa no depos to de fluxo de lima, ajadada pela anelação que o empaxo viscoso exerce na torça peso dos grais individuais. O fluxo ocorre por distincta limitada, devido ao congelamento coestos do movimento.

O lobo de fluso de lama costema apresentar am zoneamento interno (Fig. 90.8). Den iminam se diques marginais as resiste de concentració de clastos grossos, com lo sa velocidade de desou, mento e predomínio de pressão dispersiva. O nucleo do lobo, visto tanto em planta como em secao transversal, é a zona de menor resistência ao movimento e de maior velocidade.

da evorução para jusante de depositos de escorregamento incocrente subacreos ou sabaquosos. No caso subacreo, desempenham pape fundamental na sedimentação de leques aleviais. Em bactas oceánicas, fornecem sedimentos para a formação de correntes de turbidez, e, por extensio, de leques submanhos

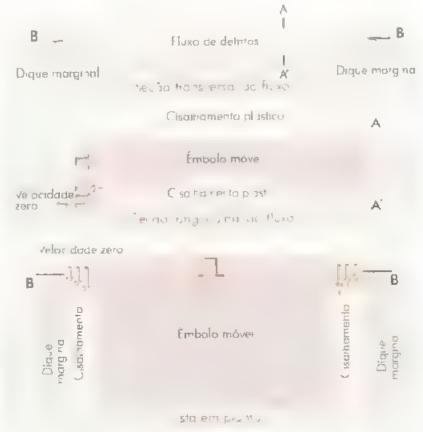


Fig. 9 18 Desenha esquemática de um juxo de la majou de detritos, em cortes transversa e langitudira e em planta. Fonte Fritz & Moore 1988

Areias movediças: o fenômeno da liquidificação

A liquefação offuid ficação ou laquidificação) e am estado da materia, no amiar entre a reologia pastica e a fluidal, em que os graos estado car agida em teas fotas, circhars adas durante ou lugida apos a deposição, com a agra aos potos sob mast na presisão possível. A altima condição corresponde em teas maio mor mea sobre a massa, sufficiente para que em a grão fique suparado de seu eximbo por em de galo filme de agua (Fig. 9.19).

O ter meno da liquidificação e connec do e ate tem a para a maioria de nés. Varer, movediça ajur k codo e om exemplo de sedamento no estado quid fenão, Saltitar seguidamente sobre uma areia de prat encharcada, na parte emersa da zona de espiralamento, pode equatificar a areia (Fig. 5,2%). O estado liquiefetto é mantido apenas enquanto durar a abis, cao mecan ca que o introduz u ou em casos de fluxos d'agua ascendantes. O cara ter efémero da aqual ficação esta agado ao fato de que esse estado da ma una representa um a to de equilibrio instával como manter aqua son um grao contro, mais pesado que elar sena e mesmo que desafiar a lei da gravidade.

Enquinto dura a vibração capez de manter » grads evements at as ad is unsidos outros, i ni starti sedimento/ág a permanece em empacotamento o mais aberta possivel [Jng, 9,19/1]. This toss is exempios, esta vibração pode ser representada pelo impacto repeties dos pes em mos mento so ire à arem. Eig. 9,20a). Uma vez suspensa a vioração mecanica, o estido quefeito forna se insustentivol, c os graos começam a atendar enquinto a ague e es premida e filirçada a ascender, seja atrixes dos poros intergran, ares se a continada em Laoss de escape Fig. 9, 9.2). Terminado o movimento dos graos I 9.19.3, a figua excel ente tera se acamalado nas poças fabricadas pelas marcas de nossos pes na nes arredores de pequenos vele los de area 1 g. 220h. formados naturalmente pe o extravasa tiento de ta bos de escape,

Na natureza, o lator de y bração mecinici deces sária para fluidit car a areia pode ser a un adencia exercida pela propria corrente cue acaba de de positar a areia ou o pisoteio da areia por agam animal. No entanto, a passagem de geletras e os sismos podem produzir efeito de in ensa iquidi eleja, atetando es pessuras considerave y de sedimentos, per dezenes de quiló metros de distancia. Lig. 9.21

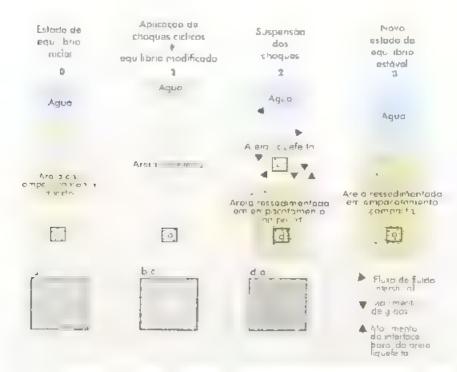


Fig. 9,19 Representação esquematica dos três principais estágios de evalução hidrodiná nica de um depás to sed menta i iquefeito. 1 Equi prio instavel estado de fluia ficação, 2 Que ura do equilibrio instavel e nicio da ressealmentação pusca de um novo estado de equilibrio, 3 Filia do esseal tientação aquisição do equilíbrio estávei. Fontes Ailen & Bonks. 1972 e 4 en 1981.

Fluxos densos de reologia fluidal: correntes de turbidez

As correntes de tarba ez constituem misturis de agua com sedimentos cae se movem unto ao findo sedimento, el rimente distritas do corrente parto tando a atribu da a sua minor tensido de em comparação com as aguas arredores, devido a presenço de particulas em suspensão. I nore estas particulas e o fluido, o necanismo de interação determinante das car, etersticis do transporte e a turbellença.

A turbulencia e sua instave, composição de toreas com resultante para cima são responsave sipula capacidade ou auto sustemação das entrentes de turbido. Cracas a esse o pacidade, este modes thiso denso consegue por rendistâncias de militares de quil ametros



intes de se dissipar. A auto sustentação pode se respacada do se guinte, modo, uma vez uncoada, a corrente de turbados enode o findo sedimentar e coloca mais particulas entis, spensa a o meremento ca carga em suspenso eleva a viscosidade da entrente; mais viscosa, a corrente ganha mator poder crosivo e revolve anda mais o fundo; esta erosão volta a clevar a viscosidade, que enode mits, cassa materials.

\ formació de uma corrente de aroidez depende de um estimulo inicial que coloque sedimentas do fundo sedimentar em suspensão na água. O esmalo primario pode ser representado am abalo sismico, pela chegada drupta de ama corrente de tirado com torte estorço cisalhante, pelo aporte e de postção rapida de grande quanadade de securectios ou pelos diferentes tipos you vers de com amações entre esses faores. Não por acaso, a oc arencia de mentes de turbidez de potte concenta se no talude con mental. Fig. 9.22), The last the same lo estão presentes, detronte a zonas de

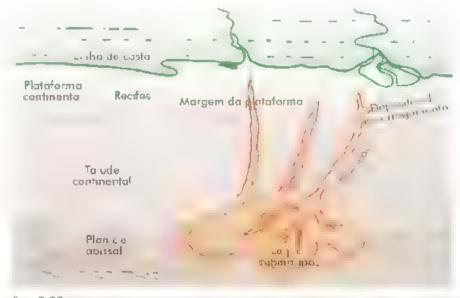
ntenso aporte secimentar terrigeno,



Fg 920



Fig. 9.21 Convoluções de amplitute mérica em ura in Municipa Pedro ISPL nossivel mente individus por sistin penecon emparática a deparação. Foio P.C. F. Grania



como grandes deltas ou desemb icadums de nos ali nentados por inicusos sistemas de leques aluviais.

() connecimento que hoje se dispoe sobre correntes de turbidez e relativamente recente e sua evo ução histónca e um assunto interessante para quem aprecia estudar o processo das descobertas e entíficas. Como se tra a de am tenomeno escondido no fundo do mar, a milhares de metros de profuncidade, as primeiras referencias cientit cas, datadas en riccio da década de 15 y , foramterras com base em indicios indiretos e suspeitas, sem nena, ma observação de processo. O indicio más importante foram as varias ocorrencias de rompimentos succesivos de cabos telegráficos submannos, registrados no decorrer das dias decadas intenores. Lan cada ema dessas ocorrências, os cabos de determinada localidade rompiani se sacessivano ito das profuncidades menores para as maiores, em questão de poucas horas e por ama distância, transversal à margem continental, de cenrenas de quilometros. A ideia de que entrentes de fundo densas e viscosas senam responsaveis por esses rompi mentos e pera deposição de areia e cascalho no fundo. do mar chegos, a ser considerada na epoca ama fantasia de ge/l igos de imaginação excessiva. Mas em questão de menos de dez anos, converteu se em importante paradigma da geologia sedimentar

Do ponto de vista do transporte sedimentar, a cor rente de turbidez é o upo de fluxo gravitaciona, que possai mais pontos em comum com os fluxos de tração e suspensão livre. Isto se deve a sua reologia fluidal e e elevada relação tha do/grãos. Em suas ponções

proximais, preenchendo camons no talude a na parte su perior dos lecues si briannos, as correntes de turbidos transportam sedimentos grossos por carpetes de tração subleito friccional de aita energia). Na parte mais dista de leque, depositam se desde areias com estrant cação parar trans a cinarias oudandas até aimas em leão por no de suspensão livre. Eig. 9.23). Pode-se civer, portante, que as correntes de turbidos são miser aneas de pri cas sos de tração e suspensão ocorrendo dentro de um fluso gravitacional. A razão para que ela seprelassimenta e movimento são consequencias de uma ação da gravido, le sobre uma mistura arãos fluido.

Leituras recomendadas

COLLINSON, J. D. & THOMPSON, D. B. Sedimentary Structures London: Allen & Unwin, 1982.

FRITZ, W. J. & MOORE, J. N. Basics of Physical Strangraphy and Sedimentology. New York: John Wiley & Sons, 1988

LEEDER, M. R. Seamentology: Process and Products. London: George Allen & Unwin, 1982.

SUGUIO, K. Rochus Seatmentares. São Paulo: 1 dgard Blücher/Edusp, 1980.

WALKER, R. G. Ld Factes Models Ontario: Geol. Assoc. of Canada, 1986.





Fig. 9.23 Turbiditos entre Ria do Sulei ta ai. SC, na altura do km. 06.5 do Rodovia SC 470, com espessa sucessad ritir. Lie ore ne el utitas mar rihas ni Aspecto gera la Delline do afloramento. Alté a info a do sir il a XX ilmaginava-se que are as mar rihas sopoderia il ser depos tadas em aguas rosas, sob ação de oridas e marés, els iliessões cama estas eram atribididas a repetidas oscilações de praturidade. A largretação mais aceita e a de que cada por de estratos foi formado pera passagem do uma corrente de turbida. Nota conicilibrios na base e transicional no topo das láminas de grenito (il talogia de caloração bege). Potos P.C. El Grannina.

RIOS E FROCESSOS ALUVIAIS

Claudio Riccomini Paulo César F. Glamnini Fernando Mancini

tos, no sentido geral são cursos naturais de água doce, com canais defin dos e fluxo permanente ou sazonal para um oceano, lago ou patro no. Dada a sua capacidade de erosao, in asporte e deposição, es nos são os principais agentes de transformação da parsagem, agindo continuamente no modelado do relevo. São importantes para a auxidide humana, se a como viais de transporte e fontes de energia hidroeletrica e de agua potavel, sea como sapridores de recarsos alimentares através da pesca e de agua para irrigação. Alem disso, a existência de terras forteis nas planicies de mundação struadas às suas margens permite o cultivo em larga escala. Por outro lado, as mundações associadas aos nos constituem um cos principais acidentes ger logicos, acarretando perdas de vidas hamanas e gundes projutzos

Os processos associados aos nas, denominados processos fluviais, encuadram se, num senndo mais amplo, no conjunto de processos aluviais, que compreendem a erosão, transporte e sedimentação em leques aluviais, nos e leques deltaicos. Os leques alayiais são sistemas fluviais distributarios esprai, dos por dispersão radial ne assoa ho de uma pacia a partir dos locais de saida de drenagens confinadas em regioes montantosas. Por sua vez, os feques deltatens são legues aluviais que avançam direta mente para o interior de um corpo de água (lago ou mar. Os depositis correspondentes, ou depósitos ali viais, apresentam grande importância econômica como hospedeiros de recursos minerais (como uránio e depositos de placer com diamantes, cassiterità e e uro ver Cap. 21), energeticos (carvao, petro eo e gás Cap. 22) e h dricos (agua subterranea - Cap. 20).

O transporte sedimentar em sistemas alliviais processa se principalmente como fluxo de detritos, up co dos leques alliviais, ou como carga suspensa ou de fundo em canais fluv ais. Os sedimentos aluviais apresentam natureza essencialmente clasica (Cap. 9), com granuas, o moito variavel. Sedimentos e u micos podem ocorrer localmente, como crostas e e increções de calcita (calcretes. Cap. 9). Jesenvolvidas em paleossolos e evaporitos em tankharce numenta s

Os depos tos aluviais constituem um dos mais importantes componentes do registro geológico. Seaestudo, baseado em modelos estabelecidos a partir da observação de depositos recentes, permite a caracterização dos processos hidrodanâm cos e a compreensão da evolução sed mentar dos depos tos anugos, fundamentais na distribuição dos regursos e na reconstituição da evo ação rectono sedimentar de uma daci

Neste capitulo trat, remos os aspectos essenciais dos nos e dos processos ileas se Incentimente serão abordadas as bacias de dre a gem. Em seguida apresentaremos algumas tormas de e lassificacios os ríos, dos leques a uviais e dos leques deliaicos, com base no estudo de processos e produtos em antilo gos atuais. Passaremos então ao estado dos de sos tos alaxiais no registro geo ogico. Anal saremos tam pêm as inundações, que constituem o principal acidente geologico relacionado aos nos, com serias impaleações para a atividade humana.

10.1 Bacias de Drenagem

Os nos são os principais e imponentes das bacias de drenagem. A bacia de drenagem de um determinado no e separada das bacias de crenagem vizinhas pir um divisor de aguas. As bacias de drenagem podem ating rigrandes extensões territoriais, como é o caso dos nos Amazinas, com cerca de 5,780,000 km² (Fig. 10.1), Congo, com pouco mais de 4,000 00 km² e Mississipi, com cerca de 3,22,000 sm.



Fig 10.1 Bacias de drenagem dos nos Amazonas e Onnaco

lodos os rios nama bacia de drenagem possacm am rivel de base (Cap. 9), que pode ser defin do com co ocul de menor e evas to em relação ao qual am rio pode erodir o seu proprio canal. Esse nivel de base pode ser regional, o que na maioria dos casos e o nivel do mai, ou local, nesse caso repre-

ou a rida drenagens de maior porte que ataam como limites para seas tribatatios. Praticamente todos os er rides rios possaiem como nive, de base regional o oce, no com o da il se ene mirrim. Fig. 103, e por vezes construem deltas. Deltas são pro aber no as nominar de rosta formados nos locais unde os rios a entram os ceanos, mares interiores ou lagos. Os deltas são constituições par sedimentos transportados pelos nos que os a imentam. Esta designação provein do semelhança dessas feições com a le ra etigal del 4 (\Delta), reconhecida desde Herode to (4 se calos intes de Cristo).

Except onalmente, nos de grande porte podem desaguar em amplas bacias em regioes andas do intenor dos continentes, construindo feques alaviais de grandes di nensões, onde, em tunção da intilhação das aguas no substrate, das altas taxas de exapotransparação e palva ploviosidade, toda a agua e exaporada. Um no tavel exemplo e o caso do no Ok ivango, em Botswana, espesaguas exaporam ao a ingir e deserio do Kalabar.

Os rios podem estender os seus cursos a jusante, irraves da progradação, que e o rectao da linha de cosn em decorrencial da deposição de sedimentos ransportados pelo rio, resultando na construção de deltas, ou a montante, anavés do processo de forma do crosão remintante. Esta altimo processo de forma pelo fato de que nas cabeceiras das drenagens têm si is porçoes de maior caecia dode, e portanto de maior energia e maior capacidade de erosão ao orio de al micor so fluvial. A erosão remontante, em certos casos, node romper a parrietra do davis inde aguas promoven do a ligação en rejectivos fluviais de duas e terentes hacias de drenagem. Este fenomeno é denominado cap



Fig. 10.3 O da Amazanas transporta um manumei tal volun e de sed mentos para a mar. Na sua foz iem-se uma extensa pura m de sed mentos tinos em suspiansao parção aver ne hada no e superior da toto, e o desenvalviniento de um expressiva con submanno sem qua quer tipo de construção emersa i magem abrida de a missão STS 46 do ôn Eus espacial da Nationa. Aeronautos and Space Administração. NASA

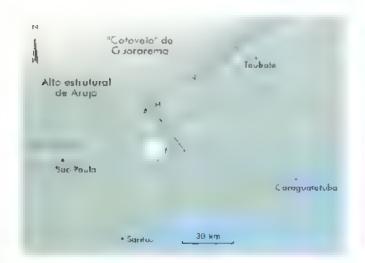


Fig. 10.2 As cataratas do iguaço desenvolvida em basa los retárecuscos Bacla do Parana constitem um nive de base loca para o no Iguação I liente do Parana Po

Recomm

tura de crenagem e também pode ser impelsionade por fen menos recton cos. Ligara 10.4).

As bacies de drenagem encerram também numero sos up is de lagos. Quadro 10.1



O repatramento do nivel de base de um rio provoca o aprofundamento do seu esto com a consequence erosa i de sedimentos a iteriormento depositad is. As feições resultintes, elevadas e ni relação ao novo nivel olagua do nil, são desten e is de terracos thivias eventua mente se microas dirante as cheris.

Fig. 10.4 O dasy o das cabe i ras da rio Tiete Java a pocific de drenagem do ria Parolda dr. Sibile um das mais i Juve's exemplas conhecidas de captivo de drenagem. Previa ne ficialo soergui nen a uo al ulestri, i ra de Aruja occini di na Tieti ario i as Labbace ras de drenagem do no Tiete este io se a mais de cem qui Sinietros a les e das atiliais. O não e dei mitado por talha traço em azu, Albiandia la Biblioco baixo. As setas i a carri a sentido de livixo das nos. O oca assina adeixam a criciulo i racca a proviver laca de gracavi pretenta entre as drenagens. Com a cuplir a dasanvo veixa mitexão de 180 em seu cursi.

10.1 Lagos

Lights to 1,8848 cognitive to tricking and printing in a more of the rest of the rest of the construction
Cerci da metade dos ligi conhecidis e celorigen igretalici, ciro tere i formadi sor processo decimicos. Con ligio principi mente em zir. Eigi i si Ocerrem a ada so i ferma de agenas costeras, entere, insinicio esciti esciti a si con aprecio esciti escita escita escita escita escita en entre escita en el consecución de una directiva meno gracia montales entre estrabado em diferentes perte da parecte, comprende co regiões polares (Fig. 10.6), temperadas, desérticas e tropicais úmidas.

A chiaci di amina d'an occamilir e hanca di pianto indre ocienique e imrecede i ferigio e mi cimistera precipit cio cie iperacio, comi si galis supericas e e ni cii gris sibicitancio incili di istituro cini a siliste tetres con ribini i ci imposicio dislagats, que podem ser doces o a sili.

Adoptistic tos has processas oper decantagas, com taxas deseatmentecas materiales, at nancolor media reconacida en ano Preciminanse ancinos nellegos. Egilo 7, precode contectambem a recopia, o de sas large is caraflo ancio o de nagras era tercado discontectiste as quancias els que si Anni er ora mande acones os cegas se, por ese esponse, un de nimas e in coras na restrección a sidapis tos

de seconemes podem glas a como sire istros de moda as empresa dos sedementos lie se especiales spessoris de seconemes podem glas a como sire istros de moda as empresa do pessado. Nis al mis e atra mis elementram se el mesmo estude de lagris minusca de informações sobre a evolução pere characte do parea. So idage as rases foram elemandas mis deplicados heistres pleistrem el sido structorio, le Cilona, estructorio memo acomo de sobre de sobre de Cilona, estructorio memo acomo de Silona de se productorio, situado a cerca de Silona de se de centro di Cilona de de Silona. Os estas en ordinar en estado presente passo. Estar mis minimo con econdições de semi-andez na região, que perduratam pelo menos ate 18 000 anos A.P.

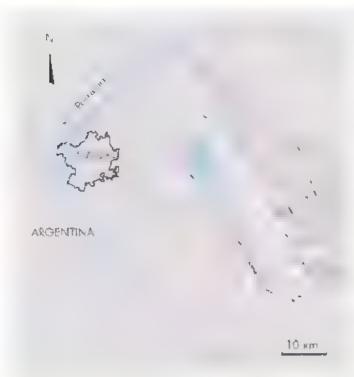


Fig. 10.5 O ago de Ypacara, nos arredores de Assunção (Paragua, ocupa a porção centra de um nitivariey de mitado par falhas de direção noroeste sudeste (mode o de elevação digital do terrema elaborado por A.E. M. Sallun

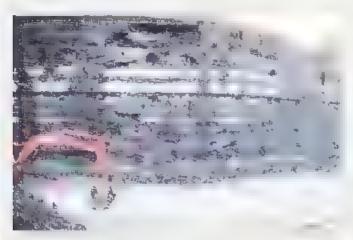


Fig. 10.7 Durante o Origoceno (Terc ário), a porção central da Bacra de Taubate (Estado de São Paulo, tor ocupada por um extenso ago ande foram depos tadas as camados de argilas esverdeadas da Formação Tremembé. Estas argilas, de composição esmectrica, são avradas para uso industrial. Foto: C. Riccomin.

Fig. 10.8 O Salar de Atacama é um ago situado em região desértica no norte do Chile. Nas porções secas podem ser en contradas crostas sal nas de diferentes compos ções, particularmente de halita Foto C. Riccomini.



Fig. 10.6 O lago Vostok, com cerca de 4.000 km² de superfície e 510 m de profundidade máx ma, é o maior logo de água doce do mundo sob o de o Esse lago está situado na porção centro- es e da Antártica. No estação de Vostak local zado sobre a extremidade su do lago to registrada a temperaturo mais baixa do planeta (189,3°C) em ju ha de 1983. A superficie de logo está sob uma camada de pelo com cerça de 3 750 m de espessurg e presume se que ocorrom sedimentos no seurundo. Uma perfuração na gela que recobre o lago, efetuada em 1998, ating u pouco mais de 3 620 m de profundidade, fornecendo um registro de aproximadamente 500 000 anos de dados poleoc máticos. Microorganismos isolados pelo aelo durante o ultimo milhão de anos poderão ser encontrados nestes sed mentos e nos águas da ago



10.2 Rios

Os nos e as drenagens podem ser classifie dos de diterentes e rmas. Do getal para o particular, as class ticações mais comans têm como base o padrão de drenagem, e comportamento dos dienas nos em relação ao substrato e a morfolegia des canais.

10.2.1 Padrões de drenagem

As oren wens, observadas em uma carta topografica, totografia aerea o al magem de satelite, apresentam padroes pistante característicos em tunção do tipo de todia e das estruturas ge dogicas presentes nas abstrato da oneia (18, 1-9). O pae ta o mais comumente observado é e dendricco, no qual o arranto da drenagem assementa se à distributão dos galhos de ama árxore e ocorre quando a rocha das substratos e hamogenea, como um granto por exemplo, ou amba ne casa de

Denuntion	Parale o
Radial	Toes ça

Fig. 10.9 C. principais padroes de drenagem. Baseado em. B. John, A. 199

rochas sedamentares com estratos norizont ds. Um se gando padrão é o para do, desenvolvido em regiões com deel y dade acentaacii, once as estruturas do substrato orienta in se parale,amente lao menzi lao deterreno. Nos cisos em que a drenagem distribat se em todas as direções a partir de am ponto central, como am cone va canico da ama teleas, domica, tem se e padrao radial. Quando a drenagem es pe em planta um arran o retangitur, mas com os tribinarios paralel is ontre st, ocorre o padrão em treliça, tipico de regiões com substrato rochos, onde se alternam rochas meis omenos resistentes em faixas paralelas com planos de fraqueza orrogonas, como no caso de regiões do vedas de refevo do upo. Apia achiano. Um exemplo desta ultimo padrão ocorre ao longo da Luxa Paragan, no Mato Grosso (ver figura introdutoria do Cap. 9). Na turalmente existem padr es intermedianos entre estes casos extremos da anda a madanca de padrão ao o go de um no ou bacia de drenagem, is quais recesem denominações especificas

10.2.2 Comportamento das drenagens em relação ao substrato

A natureza e o arrant espacial das rochas do substrato das bacias de drenagem exercem lambem um pupe fundamental quanto ac sentico de fluxo cas aguas nas seus cursos.

Os nos instalados em terrenos constitutuos por rochas sedimentares podem ser classificados em consequentes, subsequentes e absequentes. Os nos consequentes correm segundo a decayidade do terre nil, em e incordância com il mercelho das controlado por descontinuadades da sebstrato, como fabris, untos e prisença e e rochas menos resistentes. Os nos o sequentes tem seu fluxo no sentido opisto à declaridade das conadas; normalmente são de pequena extensão, descinadas; normalmente são de pequena extensão, describado por conadas; normalmente são de pequena extensão, descinadas; normalmente são de pequena extensão, descinadas; normalmente são de pequena extensão, descinadas por consequentes de consequentes de pequena extensão, descinadas por consequentes de conseq

Tabela 10.1 Relação entre sinuos dade e grau de entrelaçamento para os principais tipos de canais fluviais. Modificado de Rust B R., 1978

Grav de Entreloçume	nto Sinussidade	
-	Boixa (<1,5)	Afto (>1,5
< 1 (cana unico)	Retilineo	Meandronfe
> 1 (conars máit plos	Entrelaçado	Anastomosado

cem escarpas e desembocam em nos subsequentes. O no Tieté, no seu trecho sobre os terrenos se imentates da Bacia do Parana, e do tipo consequente. As drena gens que descem as servas de Botucatu, Sao Pedro e São Carlos, no interior pau sta, são do tipo obsequente. Agumas dessas drenagens desaguam em nos subsequentes, como é o caso do Passa Cinco na região de mapina e Ipeuna (Estado de São Paulo), controlhdo por uma zona de falha de direção noroeste sudeste.

Os nos designados de tasequentes não apresentam contrila gel logico reconhecivel e normalmente estro relacionados à presença de rochas nomogêneas grani tos por exemplo) ou de camadas sedimentares norizontais. Alguns nos meandrantes, como o Ribeira de Iguape. Estado de São Paulo, em seu baixo curso, tipresentam car der predominamemente, nsequente.

Os nos que correm sobre terrenos compostos por rochas cristalinas pindem ser class ficados em antecedentes e seperimpostos. Ri is antecedentes entarbam o - curso de mane ra rapida, co tremporânea a um pross. tectorie i (talbamento, por exemplo) ou iá existre a previamente a este fenomeno. São upicos de regioes com tectorismo ativo. Por oatro ado, em regiies onde camadas si b horizontais de secimentos octochas sedimentires recomem am substrata com rochas ditormadas (dobradas e/ou falhadis) podem desenvolver se nos super moostos. Esses nos tem seus cursos estabeleoid is na cobertura sedimentat, sem intheme a day estruturas do embasamento. Com o ayabeo do en alhamento do canal o no atinge as rochas do s abstrato, mas com nan alescavar sec leito seccionando as estruturas. O no R beira, na divisa entre os Estados de São Paulo e Paraná, apresenta caráter superimposto em relação às rochas do madas que atravessa, de clada PROFESSION AND ADDRESS OF THE PROFES

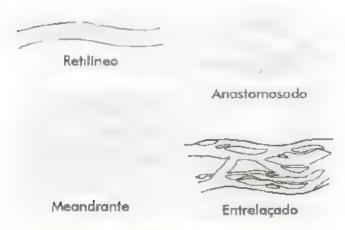


Fig. 10.10 Os quatro tipos fundam entais de canais fluviais. Adaptado de Miail, A.D. 1977

10.2.3 Morfologia dos canais fluviais

Di ponto de vista geológico, a morto ogri dos canais é o principal atributo considerado na classificação dos rios. A mortol, gia dos canais flaviais é controlado por uma serie de tatores autociclicos (proprios da la cia de drenagem, e alociclicos (que ateram não apenasa bacia de drenagem mas toda a região onde ela esta niserida, com relações bastante e implexas. Como tra tores autociclicos são consideradas a descriga, upo e quantidade), a carga de sedimentos, ransportada, a argura e a protundidade do canal, a ve ocidade de flavo, a declividade, a rugosidade do le to, a colicitara vegetal nas margens e il nas. Esses, por sua vez, sa conciscionados pe os fatores a ociclo is, con extraveis climaticas (plavios dude, temperatura) e geológicas licológia, talha neutos,

a) Parâmetros morfométricos

A maioria dos estudos sobre sistemas fluviais emprega uma classificação baser da em quatro a, drãos pascos de canats, designados de retilinco, meandrante, entre .acado e anastomosado, ou, respectivamente, de straight, meannering, branded consistency ed pasteral a rus cm inclus nglesa [Fig. 10.10]. Esses quatro padroes podem ser caracterizados em função de parâmetros miniformativos. dos canals, como sinuosidade, grau de entrelaçamento e retacao entre largura e profuncidade. Para um determinado segmento de um canal, a sinue sidade é definida como a relaça, entre o comprimento de talvegue (linha que une os pontos mais baixos de Canal flavial) e o componiento ao va c. O val r da las civide arograriamente os rios de alta (maior que 1.5% balxa menor que 1,5) sinu isicado (Tabela 10). O gracde entrelaça nont i modo o pu nero de narras ou i has no canat, por comprimento de onda cesse canal, medido ao longe do talvegue, o que permite detinir a sea muliipheidade. A relação largura/profundatade ofere ex também uma be a discriminação entre es diferentes upos de mos (Tabela 10.3)

Pode se dizer que os rios entroaçados são mais comuns em regiões desérticas secas (Fig. 1...11, penglicitais, enquanto is rios meandrantes estao ligit os a cimus mais timidos (Fig. 10.12). Os nos anastoniosa tos são ambém mais frequentes em condições elimaticas umi das, pois, do mesmo modo, dependem fortemente da ação da vegetaçio na fixação das margens dig. 10.13, Os nos retimeos estar prateamente restritos a pequenos segmentos de drenagens e distributantos de tucos rig. 10.14).



Fig. 10.11 Extenso planic e flui a entretaçada desenvolvida into de Nazco, Peru Foio C. Riccomin



Fig. 10 12 O no Madre de Dios na Bolivia, atravessa região tropica umida com densa ci le tura vegetar Seu seamento nor deste ex be padrão meandrante de baixa sinuosidade. Para le de baixa sínuos dade, com cana sinuo do tipo stomosado, no ado esquerdo da magem passando a canal un co (imagem Landsat obtida em Ulho de 1984, NASA).

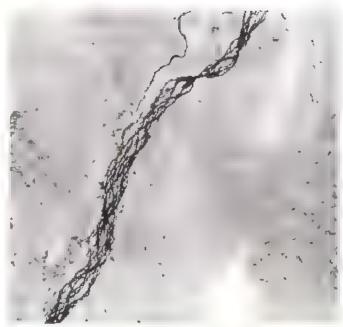


Fig. 10-13 O no Congo ci vese na tipico padrão a li com ampras, has fiu us la agem Landsot obtido em Ulho di 1984, NASA:

b) Regime de transporte da carga-

Os quatro padroes fundame trais de reas podem ser desmembrad is em tipos intermediar os com base no regime predominante de transporte da cargasedimentar (fap. 5) em suspensão, por tração misto (Fig. 10,15). Os fatores que controlim a variação na descarga e o tipo de carga seomentar são maveis. As regiões alp na e artica canicterizam se por fortes escoamentos superfinais si zimas, ao passo que em regiões semi andas a aricas o escoamento podeocorrer apenas a intervalos de meses ou até mesmoanos (chavas torrencais esponadicas, Lin ambos o easos a vegetação e espars e tel ordeendo o ese amento. superficial, com o consequente transporte de castos de granu ação grossa resultantes dos 🕥 😽 🦂 of sagregação mecanica. Em camas mais amidos, comcobertara vegetal mais abandance e o nivel frestico

Tabela 10.2 Re ação entre largura e profundidade para os principais tipos de canais fluviais. Modificado de Rust, B R , 1978

Тірф дисталь	Merfelegia ain	Rezão largura/ profundidade 🖘
Reti fneo	canais simples com barras longitudinais	<40
Entrelaçada	dais au mais canais com barras e pequenas. Tras	normalmente >40, comumente >300
Meandrante	cana's simples	<40
Anastomosada	dois ou mais canais com i has largas e estáveis	normalmente < 10



Fig 10.14 O De ta do Mississip le composto por distributários eti neos que configuram um arran o am "pe de passara"

n as constinte e proximo a superficie, ocorre a reun cao dos clastos mais grossos, predominando o introsporte de particulas de grandação fina. Entretan tri, mesmo em concições umidas, onda pode ocorrer no oco da cobertira vegetal particularmente por ação intropica— o fornecimento de carga de granu ação grossa sera favorecido.

Los condições el maisas andas, o nivel freatico é mais protendo, mas pode ser alcado rumo à superfície por ocasião de causas torrene us. A alta permeabilidade dos sedimentos arenosos e conglomerancos, predominantes em desertos undos, propieta a infiliração e percolação eficaz das aguas superfíciais, com intibição do escoamen to superfícia. Com isto os rios tendem a percer rap damente a energia de transporte. Consequentemen te, havera am predominto da depos so de sed mentos nas porções proximais proximas as cabeceiras) e formação de crostas duras, especialmente caleretes, em porções distas ou maignais.

Experimentos laboratoriais indicaram que a mudança de pacarão do canal pode ocorrer de forma abrapia, com limites mudamente demarcaços e controlados por fatores com pasinalos dade e a decay da e (Fig. 10.16), ou anda pela carga de sedimentos transportada peros nos.

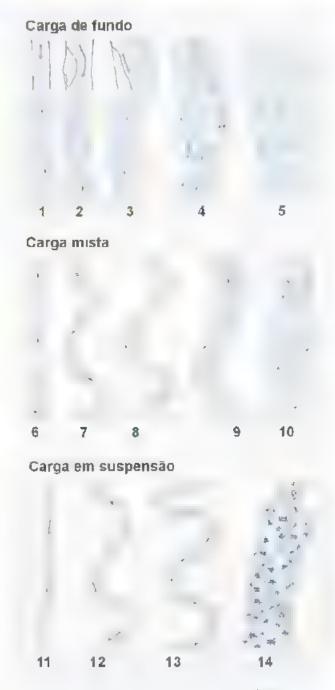


Fig.10 15 Variações nos podrões de cana sifiliriais em fun ção do tipo de carga. Segundo Scriumin, 5. A., 199

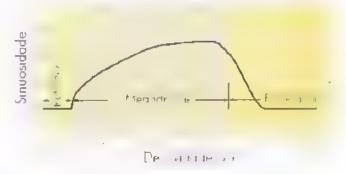


Fig. 10.16 Variação na morfologia de canais fluviais en unção dos parâmetros sinuosidade e decrividade. Segundo Schomm S. A. & Khan, F. R., 1972.

I moi ra seta obvia a d stiticao entre um can l retilinco e am tipicamente meandran concre sempre is termos extremos estão tepresentados ha natureza As padroes descritos são comuns, mas existem maitas atticlações entre eles. Ac onco de am mesmo no pode se observar a passa gem gradativa de caracterist cas propriis co am determinado padrão nara catro ,1 gs, 10,12 € - .l" . L. ac longo do temps, pode ocorrer va-

micão em função da descarga do no nas epocas de enera e de estragem. Ad cionalmente, existem rios com vales es terros, em forma de "V", que enta ham o seu substrato rochoso e frequentemente são encacnoe rados. Estes rios não se enquidram nessas classificações



10.3 Leques Aluviais e Deltaicos

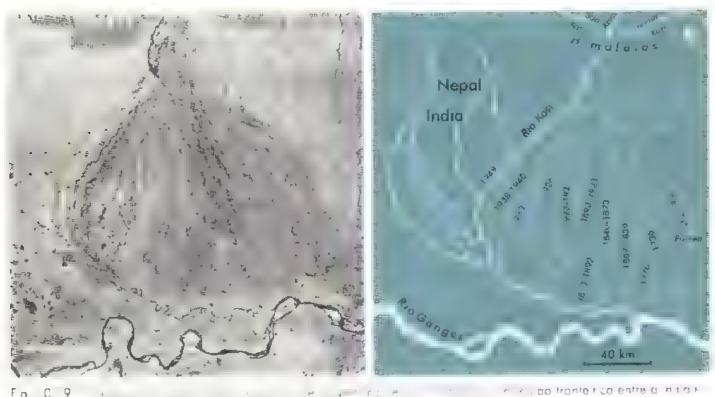
A construção dos legacis a un aisse processa através de um canal principal e numeri sos distributimos. A irrialmente, placos cinais são al vos ao mesmo tempo. Lin geral e es apresentam confinamento efemero aos seus respectivos can us el frequente

avulsao associaca as descargas flor iis mais eleva las firm reco-aricas, a descarga flor via ocorre sob a to ma de mondacoes em lene of e floros gravitacionais (Cap. 9), permitindo a dispersao de sedimentos sobre a superfie e do leque a partir de seu pento de saida for ce

Confumente os liques alternas são associados a regiões descritors lig. 10.18. Dessas regiões prevent a maioria dos midelos existentes, onde, frequentemente, os leques são tratados como por ções proximais de nos entreaqueos. Entretante,



Fig. 10.18 No resulta de esta do Egito desenvo vem se leques a uviais a partir de escripir le dade terciaria, associadas ao flanco deste da rifir. Mar Vermelho. Na superfície dos leques acorrem fragmentos rochasos transportad por fluxos gravitacionais e pelas raras a lisque acorrem na região. Foto C. Riccomin



Napa Os sed mentos gradam de conglomerados com blocos e malacaes nos parções proximais, a pelitas nas porço Este no apresentou acentuda migração dos canais distributar os para deste nas ultimas cenienas de anos (b) a magemiliandos outida em fevere ro de 1977 NASA o Moci cado de Holmes A 1965

megaleques, desenvolvidos em elimas umidos, come a do n. Kosi, na India, e o do no Taquan, no Panta

Mitogrossense No legacido no Kost Fig. 10.19), i seit mentacao ocorre em canals fleviais entreliçados, principalmente nas porções proximais. O legae do no Ligarit (Tig. 10.20), com cerca de 250 km de doime-tro, e provavelmente o mais extenso do mundo. Ele e composto por uma sucessão de lob si depose onais archosos construidos por rios meandrantes de paixa si no sidade tendo como nivel de base o no Pataguar.

Os leques de ta cos sau casos particulares de leques aluviais que progradam diretamente para o interior de um corpo de água - lago ou mar Varios leques aluviais essimatureza, em regiões deserticas ou perigiaciais, sau construidos por um artanto de drenagens entrelaçadas para elas, mas não exibem o padrão de dispersão rue al. Para estas sidiações emprega se o termo planteie entrelaçada ou, no caso das feições costeiras, o termo de ta entrelaçado.

Fig. 10,20 O megaleque da no Taquan, no Pontana Matograssense provave mente a mais extenso do mundo image. La satiobilida de 1981 NASA.



10.4 Os Depósitos Aluviais no Registro Geológico

Os depositos aluviais são um importante componento do registro geológico e ocorrem em contextos geotectónicos distinti s, podendo constituir indicadores sensiveis dos controles exercidos pelo tecióni mo e pelas variações do nivel do mar la sedimenticão. Para a 1 s 1 op. 1 o lesses coostos escisore essisadores, os geológos valem se do conceito de fácies, entendido com com unito de características descritivas de am corpo sed mentar que permitem interpretá lo como o produto de um determinado tipo de processo deposicional. O metodo da analise de fácies baseia se na comparação de perfis vertica s e s — es em aforamentos em macelos estreces e escare e de elementos Quadro 10.2). Estes modelos são eleboridos de modelos representar, na sua essencia, a combinação de feções didepositos sed mentares recentes e antigos e permitir caracterização dos diferentes sistemas deposicionais en volvidos.

10.4.1 Análise de facies em depositos aluviais

A análise de fác es e efetuada com o levantamento e descrição de seções, visando cameterizar um corpo rochoso a partir da companação particular de lito ogris

10.2 Modelos de fácies

Sob o termo fácies, entende-se um corpo rochoso caracterizado por uma combinação particular de hiologia, so transfer o transfer a quins be contetem em especto o ferente discorpies de rocha advectites. A exist podem ser relativas em asi emposes de ficies ou sucession de facies. Um i ssociação le hicles compreside um rapio de cores generoramente a coma asiem resistante pissuem significado imbienta. As acessio de la transfer en resistante propressiva em um umas parametros, com la grancia e a certatiras sedimentiras, dentre intros em a stema deposicional corresponde a assem den el direis. En de ar facies etes definicas com base nos seus atributos litológicos) geneticamente relacionadas em termos de processos e ambientes. O trato de sistemas representa a interligação entre sistemas deposicionais contemporaneos.



Os modelos de fácies representam um sumario de um sistema deposicional em particular e envolvem vários exemplos de sedimentos recentes e rochas sedimentares anugas. Roger G. Walker, sedimentologo canadense e um dos formu adores desses conceitos, considera que os modelos de facies devem reunir informações provenientes de diferentes exemplos de um sistema deposicional específico, o qual, além de ser utilizado como ponto de referência para interpretação de novos casos estudados, deve perm tir inferências a partir de um número limitado de dados obtidos neces sin ivos casos. Eg. 10,21).

Fig. 10.21 Relações entre fácies, ambientes deposicionais, sistemas deposicionais e tratos de sistemas deposicionais

cestruti ras físicas e biologicas que permitam discribirá o dos cerpos rochosos adiceentes. As varias fáctes ana isudas podem ser relanidas em associacões ou sucessões de fácies, com o inture de guacianzar, categorizar a simplificar as observações di a in bildica holegica de um modelo ou de uma ba

Para a ananse de facies pode ser empregada umi classificação formulada por Andrew D. M. all, sedimentologo ingles, baseadi em codegos de litoracies, e impos os por ama letra inicial maiosema, que reore senta a granulação do material, segu da por uma ou deas letras minusculas, que indicim as estruturas sed, nem ires presentes. A esta classificação pode ser ase ciada a caracterização litologica dos depositos. Dessa forma poste se interpretar cada Litoracie em ter mos de sea origiem hidrodinamica e posição nas diferen es facies do sistema flavia (Tabela 10.3). Atalimente, este metodo está amplamente difundido entre esedimentologos, sendo empregado também para autros ripos de sistemas deposicionais, tauto para registros modern is e ano antigos.

No estudo dos depositas aluviais, emprega se il metodo da aproximação successiva, ou "zoom", parim do su da observação mais geral, em escula de afloramento, onde são identificadas superticies lintantes, descritas diferentes facios, suas geometrias internas e externas, suas relações com as facies adocentes, até a observação de maior detilhe, quando porções do deposito são estudadas mois de almente, correspondente à malise de facios (Lig. 1).

I sses procedimentos e classificaç es podem ser relativamente bem apacados para sistemas fluviais atuais, onde é possivel a observação carera da morfolegia dos canais, dos processos crosivos e sea incentares ataantes, bem como da distria e ção tridimensonal dos depositos. Entretante, a definição e distrição de tipos de padroes para sistemas fluviais antigos, a portir de afloramentos gera mente afterados e descontinos pode ser confusa e de dificil execução. Adiciona mente, o mê odo de análise de faces con seções verticas pode não ser suficiente para representar adequaciamente as variações laterais e tridimensis nais da composição e



se as dicar Jo a rumo da merguha de camadas trontais de es rutos cruzados em relação do norte geográficos Formação tagraquecetuba, Cenozó do, Bacia de São Paula, paineis e aborados por PiAronchi Neial

Tabela 10.3 Litofácies associadas a depositos aluviais

Litofácies	- Classificação Hielógica	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gms	CAAS, orlocong omerados prenosos sustentados por are a e PLS	maciços	depositos de fluxo de perrios
Gπ	O, artoconglamerados e OACS ortocong omerados arenosos, ambos sustentados por ciastos	maciços ou grosse ramente estraf ficados facamentento horizonta , mbricoção de crastos	barras long fudinais, depás tos residuais de canais depásitos de peneiramento com estrutura gradacional inversa
G †	AC aren tos conglomeráticos e DAAS intocang omerodi la enasos s stentados por areia	estrat ficação cruzada acona ada	preenchimento de cana s
Gр	AC, aren tos congiomeráticos e OAAS artocongiomerados arenosas sustentados por areia	. 1 Ição cruzada plana	barras I nguá des
S†	A, arentos, a AC arentos mecos a assas, conquineráticos, podendo conter gránulos e se vivi	estratificações cruzadas acanaladas isoladas (g) au agrupadas (p,	Linas regime de fluxa interiar
5p	A, arentos, a AC, arentos médicis n muta grassos, conglomeraticos, podendo conter grânulos e seixos	es ratiticacies cruzodas acana adas isoladas (a) ou agrupadas (a	barras ingulaides transversais e ondas de arela (regime de fluxo interior)
Sr	A, aren tos muito finos a grossas	marcas ondu adas de todos os † pos	and, agres realmede tux
Sh	A, arentos muito finos a muito grossos, podendo conter grânu os	aminação horizontal, lineação de partição ou de fluxo	fluxo acamado planor (legimes de fluxo superior e inferio)
S1	A, aren tos Enos	estratificação cruzada de ba xo ângulo (< 10°)	preench men a de su cos romp mento de diques marginais, antidunos
Se	A arenitos com intrac astos	sylicos eros vos com estra ticação urizada ha piente	preench mento de sulcos
Ss	A, arenitos tinos a grossos, padenda nelum grány os	sulcos amplos e rosas inc. u ndo estrahficações cruzadas tipo h	. Thimen a de sulcos
Sse, Sh e e Spe	A. areni as	diogos a Ss. St. e Sp.	depósitos eólicos
1	AP aren tos pel ticos, PA, pel tos arenosos e P de tos	am nação fina, andu ações de amplitude muita pequena	depositos de transpordamento
-sc	P pelitos	am nada a maciça	depositos de areas pantanosas ou plantcie de hundação
Fef	P pe tos, loca menta 17 1 5 5 de paula doce	maciça	teuòs os de på riarros aragadiça
\overline{r}	P, pe tos	raciça, com gretas de contração ressecução	
r	P neitos	morcas de ra zes	camadas pe il cas sotoposti « o camadas de carvao iunderciavi
	carvad pe tos carbonosos	restas vegetais tilmes de lama	depás tos de pântano
3	carbonatos ca - es	erções pedogenéticas	solos
	L, 7		

geometria dos depositos sedimentares. Assim, existem netodos complementares, baseados nos elementes aquactoratos (ver sagestées de leitura ao final deste capitalo.

Programas e impatacionais especificos vem sendo desenvolvidos e aprimorados para auxiliar nesses pro cedimentos, nas diferentes escalas, desde a simulação de formas deposicionais até o estabe ecimento do arrunio und mensional de focies em depositos de oterentes naturezas. Tais aplicações são particularmente relevantes ao estudo de meios porosos como reservatorios de fluidos agua, petroleo e gas.

10.4.2 Modelos deposicionais

Dio, i grance carrabilidade dos tatores que con trotam os diferentes upos de nos e leques aluviais, e possivel eliborar uma infinidade de modelos deposicionais, læques alaviais de cumas and is e amidos, assim como rios entrelaçados, meandrantes e anistomosados, entendados e amo term is extremos das propistas de o issificação, possuem elementos caraciteristicios que podem ser utilizados para finalidades didaticas.

a) Sistema de leques alaviais

Os modelos deposicionais para leques aluviais fo ram origin almente claborados considerando estas teicões como distributarios do sistema flevial. Os estudos acisenvolvidos são praticimiente restritos às regiões de cama arido, com forte escoamento superficial e transporte de elastos de granulação grossa resultantes da desagregação mecanica das rochas. As sim, com frequência os leques aluviais são iratados em intento com os nos entrelaçados. No laço oposto, os mode os deposicionais para leques aluviais de climas can dos a tida são escassos na literatura.

Legues aluviais de clima árido

As porções proximais dos leques aluviais são ca rectenzadas pela presença de depos tos de flaxe de cetitos. Cap. 5) pol mincos, contendo seixos a b ocos. Este tipo de deposito e desenvo vido em lecais de grande declividade, abundante suprimento de detritos, requerendo descargas muito fortes para seu nicio, con dições essas mais tipicas de clamas aridos e semi áridos. Nesses locais, durante os longos periodos secos, a

cesagregação mecânica produz detritos em abundâncat, os qua s são remobilizados durante as chuvas torrenciais que ocorrem de forma esporad ca.

Os perfis ápicos para os leques alaviais proximais compreendem basicamente ama sucessió de depositos de fluxo de detritos atingindo individua mente espesitarios metricas (Fig. 10, 3), embira por vezes se a citical a separação dos diferentes fluxos em atloramentos. Os fluxos de detritos apresentam bises abruptas e aplamadas e padrão lobado, execto quando, siác alojados ao longo de canais. Interior ações de cas calhos dispõem se ao longo de estruturas de corie nos depositos de fluxo de detritos. Depositos de transpor damento do fluxo superficial canalizado podem também ocorrer e apresentam ciclos grosseiramente estan xiecrescentes.



Fig. 10 23 Depos to de tiuxo de detri os contendo blocas métrillos de rochas do embasamento na porcao proxima de eque a uvia da Formação Resende (O igoceno), unta á bor da horte da Bacia de Resende, Estada do Rio de Janeiro. Fig. . C. Riccomin.

rora do alcance dos fluxos de detitios, em posicão intermediaria a dista, nos leques aluvitus, predominam depos tos originados por corne, side lama. Não compostos principalmente por lam tos com seixos a blocos nas porções intermediar as e lamitos arenosos a argilosos nas distais, em cielos grosseira mente granodecrescentes, pedendo ocurrer calcretes nas terminações dos estaes.

A alternância de depositos originados por flaxos de detritos e corridas de lama, decorrente da variación na descarga ou tectonismo, é uma caracteristica dos leques aluviais em seções verticais. Egs. 10.24 c. .1



Fig. 10.24 No sopé do maciço a pino de italiara, Estado do Rio ciudente lo courre in interca a il esta de depos tos de 110 cos de aerritos constituidos de allocas artedandados de rochas diria nas le depos tos de comidas de lama. Antigo leque a una da Formação Rosende (O apoeno. Foto, C. Riccomin.

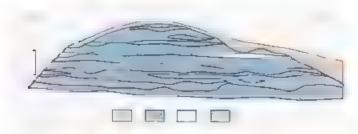


Fig. 10.25 Representação esquemática de corte de estrada mostrando a a ternáncia de tacles de conglamerados de tiuxa de de 1 is e de lamitos argile-prenosas de colhidas-ue lama em depás tos de legue a livial da Formação Sete Barras. Cenazo colhos arredores de Sete Barras, Estado de Sao Paulo III solo, 2 i lamito argilo arenesa, 3 i aren to 4 i

Leques aluviais de clima umido

Nos negalegaes alaviais desenvolvidos em reziões de clima um cola sedi nentação ocorre em cur iis flaviais. Estudos realizados por M. L. Assine e P. C. S. ares, geol. gos brasileiros, permitiram ve rificar que, morto ogia do ne deque do m. Taquan Pigura IC. o e marcada pelos tracos de ama grande quant dade de canais, ibandonados, em parte at v. s. derante as cheias. A sedimentação caracteri za se por processos provaveimente ciclicos de e instrução e abandono de lodos deposicionais are nosos carante o Quaternar o. O lobo atual esta sendo e instruido por am no meandrante, com vános oca s. de rapido abandono i do canal devido ao rompimento de diques marginais.

b) Sistema fluvial entrelaçado

Rios entrelaçados garacterizam se pelo amp i predomínio da carga de fundo. Possuem pizao lirgar o protandidade do canal normalmente major que 40, comamente excedend. 300. A formação de cap, sichare agados a favoregade pela presença de secia disdes méd as a altas (>5%, ibundo le a de cargo de fundo de granulação grossa, grande variabilidade na descare e tacandade de erosão das margens. Canais entre acados são desenvolvidos pela seleção das purirealas, com a depos ção de material de frações granucometricas que o no não pede transportar. A diminação progressivada decividade leva a menor granal ição de materia. que compõe a carga de funco. A dep sição da cargade fundo propieta o dese volviriento de barris que obstruem a corrente e pamificam na, processo este facilitado nos casos em que margens sejam facilmente er didas, com consequente aumen a do sagrimente detnito a l'ambem a varrição na descarga de um no afera sua capacidade de transporte: a ocorrência de periodos nos quais o no não posse cenergia para traits. portar toda a sua curga de fundo conduz a formação de harras e à ramificação do 1 so

Muita atenção e dada a class reação dos diferentes tipos de ocpositos nos nos en relação os clamos mo delos foram definidos. Fig. 10.26). Entretanto, am mesmo no pilde apresentar modelos depos cionas distintos, conformo a posição de um determinado segmento do canal em relação do um determinado segmento do canal em relação de su cenergia de trios porte, por exemplo na enchente e na vizonta. Dessa mineira, os mos entrelaçados pode miser malisados em fanção da sua posição na bacia de dienago n, se proximias, intermectanos ou distais.



Fig. 10.26 8 oco diagrama com as principais teicoes consiluites de um na en reluçado dista. As seias inuicam as direcões de fuxa. Il plancies de areia emersas recom andas de areia, 2. Tha coberta por vegataça clea emersa. 4. barra submersa obliqua ao cana. Il dunos de cristas sinuascis. 6. direcos ros les duais de canais. Mixi 1. cado de Cant, D. J. & Wolker R. G., 1978.





Fig. 10.27 Depósito de barra angliudina de cascalhos na orçau proxima de um rio entreiaçado atual (a) e deposito intigo de natureza semelhante em terraça fluvia da mesita o (b) mostrando a persistencia da processo na tempo geoló.

Exposições do lango da tra do Braça (municipio de Ciruzeiro Estado do Sao Paula). Fotos al C. Riccomini, bi F. Milini.

Depósitos de rios entrelaçados proximais

Os depos tos proximais de nos entre agados se normalmente casca hen os e do nendes por lito acide de ortoce nglo nerados macigos o el grossor emente estratificados, neste al mo caso formam partes lo netadinais (acongadas parale iniente ne en al flavia e instrudas durante as enchentes (l.g. 10.2%). De ne reira su pordinada, incluente intocon lomen di ser arenitos com estratificações cruzidas, de posite de existido estratificações cruzidas, de nundaç es recuçao da profundidade. Podem constitair emida e cos granodecrescemes de peque se escala, até metro. As anidades arenos is são depositadas em caratas diamidonados os em continuadade de parteis de case abosea medida que estas ultimas emergem de rante o rebaix, mento do mivel d'agua.

Depositos de nos entrelaçados intermediários

Os ríos entre agados em posição internicia a a proteir incleir depositos cal cos granodecrescent desenvolveos em canais ativos e bem defindos, em carga de fundo e esse icialmente constituida por areta e cascal io. O desenve do topo das barris em recei ao tando o is canais chega a a mar do nens ies met cas. Os secto entos mais grossos ocorrem pas parte es mais profundas dos canais, constituindo, por burras lenginalmins de casca nos minicos com gras serra estratificação lo rizonte le elastos indinencios. En 10.283. Ocorrem ou abem em partis transversas de trenitos. O colmenta com a oma fila transversas de trenitos. O colmenta, com a omera to excesso de estranificações eraza das plantares e partiris lobicais de estranificações eraza das plantares e partiris lobicais de



Fig. 10.28 apos os de barras la gitudina si la sociático interca adas cam areias (porço a rietimediar a de um arity nodo da Farma. Ponta Pará Cenazació na regipo entre Bela Vista e Jardim, Estado de Mato Grosso do Sul Visa o la 1 al Jal estratificação har zonta dos casca has e um deta hel (b) mostratido a mar cação das clastos, indicando ser 1 do de tra lipida o lato el refue do pio Fotos C. Riccomit

ren i se long omeraticos com estratificação eruzada planar. Segmentos por ecalmente inativos podem recuber sedimentação de legas e cascados durante as cheias.

Depósitos de rios entrelaçados distais

As porcous distats de sistemas thaviais entrela cados correspondem a rios norma mente la los risos sem diferenciació topografica clara entre as porçoes atreis e incluias. Os depositos taramente sio electrició correspondem predem nantementa a barras arenosas ou ordas de areia (depositos ger) cos pela tapida cesaceleraç e da carga sedimentar

ao ser introduzida em um corpo d'água), construindo sucessoes de litofacies de arenitos com estrat ficação eruzada. Arcias com aminações on duladas e siltes podem ocorrer no topo das barras

Novamente vale lembrar a existência de transições entre os tipos de depositos, a alternancia vertical de depositos de diferentes porções no sistema, luvial en trelaçado (Fig. 10.29), bem como a intercanição de



Fig. 10.29 Atloramento de are as e congiomerados do Pormação Itaquaquecetuba, Cenozóico da Bacio de São Paulo, mostrando a predom nância de depós tos fluvia sientrefaça dos distais na porção inferior, e proximais na porção superio da exposição 1 - tranços fosseis da partir adas 2 intechas com ciastas de argia 3 conglome ados, 4 tântihas e comadas com concentração de clusios in intelições de peitos arenasos noos em materia orgânica 5 - en os nedios a grossos com estratiticação cruzada. Foto A.M. Combra



Fig. 10:30 Seção colunar mostrando intercalação entre depós tos de arentas fluvia de nas en relaçados e de amitos da parção dista de eque aluvia. 1 — conglomerado com estratificações cruzadas. 2 — amito ara lo areno so 3 — amilio ara aso Formação Resende. O guideno da Barilla de Resende. Estado do Rio de Janeiro.

depositos flaviais entrelaçados e leques aluviais em tun ção da variação na descarga e/cu existência de tectinismo durante a deposição (Fig. 10.3)

c) Sistema flin al meandrante

O sistema flex al meandrante caracteriza se pela presenca de canais com alta sinuosidade e razao larguraz profundidade do canai menor do que 40, onde predomina o transporte de carga em suspensão. A impreção ateral dos canais ocorre através da erosão progressiva das margens concavas e sed memação nos e tos convexos dos meanaros. Ela é devida ao flexo midimens on il helico idal no canal e ao gradiente topo soute o extremamente baxo.

O modelo para o sistema flavial meandrante encerra uma associacão de Jacies cao crer silva que ipresenta re ações internas complexas durante a evolução do canal. A presença de barras de pontal com superfícies de acrescentamento lateral, as placias de inuncação hem desenvolo das e a ecrescencia ascendente da granulometria e do porte das estrictoras rímicas dos depósitos sedimentares eracos em sistema flavial meanurante. Lies 1/31 e 1/32

Depósitos de canais

Os deposites de canais (chantel 144) englosem sedimentos mais grossos de um sistema fluvia meandranie, situados da parte mais protenda do leito Figura 10/33, 1, to ogicamente, predominam conglo merados e areia grossa a média, com estrauficações cruzadas acanaladas e tabalides. Localmente, podem ocorrei intraclastos argli isos resultantes da queda de bio is crodidos das mangins devido a magração do canal

Fig. 10.31 Bloca diagram: from as pincipals faignes cullstiff reside immiliamento a le 1 canalituvia 2 barra de nonta dique marginari, 4 deposito de rompimento de di liciliar i ra abandonado 6 atalho em paredeira / micro o 8 planicie de nundação 9 bacia de huia Madificado de Walker R. G. & Cant. D. J., 1984

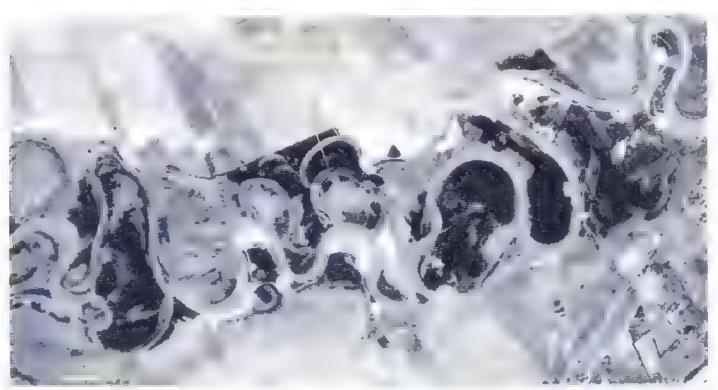


Fig. 10.32 O n para baldo Sul, do atravessar os terrenas sed mentares da Bacia de Taubaté, apresenta marcante caráte mean, ren . No trecha lustrada a peste de Caçapava Estado de São Paulo la abservados inumeros meandros abando nada nada na atalhos em correde ra. As manchas brancas na limitareas de extração di areia nas barros de ponta. Foto Secretaria do Aalico turo do Estado de São Paula. SP-C liabida em lum de 1973.



Fig. 10.33 — posito de cono de nomea diame da forma yas Sak Palis O apcena. Miocena da Billa de Silu Palis em expusição nos arredo es de Scrita sabei. Estado de Silvina Finto A. M. Combra.

Depósitos de barras de pontal

Os depositos de barras de pontal pond nar), de composição arenosa a conglomeratica, com decrescene a ascendente de grandiometria, formamse pela crasao dos sedimentos das margens concentration of quark san depost ados pelo proc sede acrescentamento l'iteral nas margens convexisdos meandros sega nies. O acrescentamento fale t l, responsanci peli nitureza das estruturas sedin entires e peli migraças do canal e das barras potal, acpende de varios tarires, destacando su a sinuosidade do canal e o tipo e quantidade de cargo transportada. No ascen amento lateral, os nos de tempo não são limites horizontais entre as ferções deposicionais, mas mergidham parale mente à migração lateral do e vo do meandro, ti finando es faluras signicidais para n interior do canal listes plinos são chamados de estratificações. cruzadas epiena ir ig 10 34),



Fig. 10.34 Expasição de secab transversa de um no mea dun educação (m. 1500) Paulo na região de Guardrema Estado de Sau Paulo, most andu estral ficação cruzada epsitor na parte centro esque da da faio, e meandro abordo nadura, p. o central e centro-dire to da toto. Faio C. R. com n.

Depositos de atalho e meandros abandonados

Um meandro pode ser abandonado guidas. quando o cana, passa a ocupar an igos locilis de sedimentação e o flavo diminas peulatinamente T gs. 10/31 c 10/32), p. r atalho em colo , n. k. n. toff, quando ocorre abertura de am novo canaentre dias meanuros. 1/1g. 10,3 il ou a nda por avusan de varios meandros eche matintemente. Com-, avais lo, terma se um meandro abandonado los had rake, com depos tos predominantemente peliticos (lig. 10,34), por vezes com turia e carvão. Os emais de atalho em correde ras cortando as barras de pontal, podem ser recordice dos pearson pequent escala e pe a presença de casci hos e es ratificações eri zadas acanaladas interrompendo a sequência granode rescente ascendente da barri de pontal da mesmo da planicie de mundação. Pode ocorrer ainda o aband ano de um segmento do esna atraves di captura por outre cipal oa por avulsa y gera mente relacionados a atividade ticir. nica. Nestes casos, com a d minu cao repen ina datlaxo de sedimentos de cargo de tanao, o cana, e Vagar isamente precinch de por materia, em sespesão da planiere de manaacao, formando corpos de ingilas restritos e a ongados sobre de vos tos conglomeraticos e arenosos apicos de cana.

Depósitos de diques marginais

Os corpos elevacos, alongados em faixas sincosas junto as bordas de canal, den iminados diques marginais (natural lines, tormam se em periodes de inundação. Quando ocorre a invasioda planicie de nundação, devido 20 extravasamento. das águas do canal, a velecidade de transporte diminui proscamente, depositando um leque de areias tinas proximo às margens. Os depos tos associados caracterizam se pela presença de camadas de areias med as a finas, com estrutificações end. Indas de pequeno porte (centimetricas), associadas a argilas aminacas. Por ser uma teição cevado na planicie de mundação, frequentemente o coberta por vegetação, podendo preservar marcas de raizes fragmentos orgánicos, paleossolos e gretas de commact a

Depósitos de rompimento de diques marginais

Durante encuentes de grande porte, a energia do flaxo do no pode romper o dique marginal, tormando e nais efémeros e pouco definidos que se espalham so bre os depositos de planicie de mundação, geralment. con extensão de poucos metros, em casos excepcionais a ingine o algunias centenas de meto s. Consultiem os depostios de rompimento de diques marginais (aviasa) spier) e são compostos de areias e argilas que podem misturar se com os depositos do dique margina e da pl. mere de mundação, tormando maitas vezes brechas ntraformación us com clastos de argila erodida da proma plamete de mundação. Ocorrem estrutaras seumentares com i estratificação enzada de pequeno porte, luminações cruzadas cavals, ntes (comung-ripples, iminação plano paralea, e estruturas de corte e preen-A mento. Podem ocotret também estratiticações s gmoreus de medio a grande porte, quando o romp. mei to se da com lámina d'aga a elevada na planicie de mundação (Tig. 10.35). Comumente são recopertos por



Fig. 10.35 Estrat Ficação sigmoidat de grande porte em depásita de no meandrante da Formação Pindamonhangaba Cenazarico da Bacia de Taubate nos arredores de Quinam tistado de SapiPaulo Foto C. Riccomin

camad - de argila oriundas da instalação da planicie de Dunchicao se cessor i

Depositos de plantere de immdação

A planicie de inundação *flord piam*) e a area relativamente plana ad acente a um no, ci berta por água nas epocas de enchente. O termo bacia de inundação *flord trami*) é reservado às partes mais baixas desta planicie, constantemente inundadas. A planicie possui torma alongada, onde pred minam os processos de

suspensão, gera ido coberturas contineiros de silte e argi a antiformemente lam nidas (l/g 10.36). A planicio de inendação apresenta se intensamente seguir da, po dendo formar significante is de ios tos de restos ve



Fig. 10.36 Camadas hor zontais de sittos e a y itos interco ados de depásitos de pionfo e de in indoção da Formação Fonseça, Cenaza do Bazia de Fonseça. Estado de Minus Gerais. Foto 1. G. San Anna

getats e horizontes de sol is, alem de outras terções como bioturbações, marcas de raízes, gretas de contração e depositos de turfa e carvão.

d) Sistema fluvial anastomosado

Os sistemas fluviais unastoniosacios consistem i in complexo de canais de haixa energia, interconectados, desenvolvidos sobretudo em regiões u midas e alegacios, e formando varias lhas a ongadas recibertas por veigeração (Tig. 10.37), i antretanto ha exceções, e esse tipo de sistema pode corretiso b condições camaticas aridas. Os nos entrelaçados caracterizam se pela baix i não largura/profundicade do canai, a qual pode ser

Fig. 10.37 Biode diagrama com as principais feições consituintes de um rio anastomosado. 1 furteira; 2 pântano, 3 agod de nuidação, 4 dique margina. 5 deposito de rampimento de dique margina i ó cana fluvia. 7 coscatho, 8 areia. 9 turto, 10 site arenaso, 11 lama. Modificado de Sinith, D.G. & Smith. N.D., 1980.

10.3 Inundações

Historicamente as populações concentram se às margons dos rios e invariavelmente estão sujeitas as inundações. Os prejuízos anuais acumulados pelas inundações atingem cifras astronômicas,

As randic escensitation, and cospinal pais an insidestrativis accuertes zell grossion in a control descarga do no torna se elevada e excede a capacidade do canal, extravasando suas margens e alagando as plancies, diacentes. Elas podem ser controladas por fatores naturais ou antrópicos. Entre est, incluidar encontram se normalmente as chuvas excepcionais e o degelo (Fig. 10.38). Períodos anómalos de chuva sobre as operas colores gon no em seis minosolita ese con de antel d'agra des carsos il miss, se ess, ser dimendar meis coltiviores e redizinales pontal dode de egan polític, acest etam a costra colore es podens redundar na períor de vidas humaneis e de aumaneid mesticos regi 10 p... Por obtilitate, a le pre pode ser responsive por grandes enchentes, e in massicas e de ruptions colorir get, e dires artificiais.

I sports testo tas de engentium, como e ques morginas are penis trancions como e quo con o conde os são construídas no sentido de minimizar os efeitos das enchentes, com resultados positivos, mas que também apresentam seus inconvenientes. Diques marginais artificiais provocam o assoreamento do canal devido ao mere mento di moni agari e sedimenti yezarin nu linenie serriri peposti dos rissipilitas di nun ci o Barrigens de contenção que de um a o poce o ser proxeir das propertas escentos. El disefecto e incluiand the outre transcon retem sediments a por vezes, hi sair construct, across programs of the converge rited by otherwise reservise florestate, moral mentos, tiste races, situas arque sociaces o coordinated for influence complete the element of the little and the sextlem state of some element aumentar a velocidade de flux) das águas e evitar que lestas atinjam o nível de inundação, pode envolver a s mples de l'obstitução do culta ou lite secla alignmente e aprefundamento. Reduzi do se l'emprin e to end, tancit se sea gradiente e portanto a checade de flaxo. Assim, a grinde cese igi assiendi io si enchantes and sort publicance cases, as Findersorts, a may composit poots and described and another e fetornar ao seu curso prévio. Em exemplo, que quase todos os anos causa grande comoção à população paulisting conditionation of imposition as antique virgers control Tetre escent tributaries a continuous control em função da redução da área de infiltração das águas pluviais pe as construções e pavimentações de vias pubacas, levando a um rápido escoamento superficial rumo a um río originalmes te meandrar te e atualmente.





retificado, com sua planicio de inundação densamente ocupada. Apesar dos altos custos das obras de contenção de enchentes na cidade de São Paulo – reservatórios de contenção (popularmente conhecidos como "piscinoes"), canalização de rios cicorregos, construção de diques marginais — uma solução para o problema está muito distante.

A alternativa mais racional para munimizar o efeito das enchentes é, sem duvida, o adequado plane a mento da ocupação territorial, particularmente das áreas mundáveis, atraves da identificação de áreas de tisco e do estabelecimento de regras específicas para seu uso.

Fig. 10 38 A enchente do no Potomau, na divisa entre os Estados de Maryland e Virginia (Estados Unidos), to causa da por intensas nevascas segu das de fortes chuvas e temperaturas mais amenas, durante o inverno (janeiro) de 1996. Para comparação a) toto tomada do mesmo ponto de visão durante o primovera de 1996, o río possu uma barranca que atinge quase 20 metros acimo do níve d'água o foto durante a nundação. Fotos, NASA

Fig. 10.39 A região da confuência dos nos Mississ pplie Missouri, nas proximidades de Stilucuis Missouri (Estados Unidos), foi palco de uma grande hundação etniu ha elagosto de 1993, que provocou a evacuação de mais de 50 000 pessoas, a ém de alagar grande extensão de terras cultivadas. A figura é uma combinação de duas imagens. A área azulada indica a extensão da inundação el fo de neada a partir de imagem de radar ERS 1, sobreposta a uma imagem SPOT que exibe os canais dos rios sob condições normais (imagens produzidas pela instrute of Technology Development/Space Remote Sensing Center, divuigadas pela NASA).



inferior a 10, e alta sincos dade, superior a 2 Normal mente, os carritos sa o transportados como carga em suspensão ou mista, embora esses nos possani trans portar sedimentos grossos em abundáncia.

A ba sa decay dade dos canais e a sua sinuosidade provocam frequentemente o seu extravasamento com deposição de si tes e arglas. As turter is a si panta nosas e agoas de mundação ocapam normalmente mas de dois tercos da area de um sistema flavia mastomosado em terrenos um dos

Os nos anastomosacos caracterizam-se pela presenca de do s ou mas canas estaveis e occirrem em ciñes de si bacencia en relació acin vel de base regional, Observações de campo e estudos experimentais demonstraram que a estibilidade dos can is fortemente condicionada pela presença de vegetação, a resistência a crosão de margens com vegetação, esbecamente raizes, pode ser 2 ,000 vezes ma or do que para margens se n vegetação. Camas umidos, propieros ac desenvo vimen o de vegetação, são ma s lavoraveis para a impantação desse tipo de sistema Las condições, todavia, podem conduzir também à for nação de rios meandrantes. Entretanto, os rios maste mosados apresentam pouca migração dos canais e auscincia de barras de ponta, o que os diferencia, portanto, dos ries meane tantes.

I studos realizados com sondagens permit ram a ve rificiolide taxas altas de acrescentamente vertical de cinal. A migração lateral, no entanto, seria baixa, devi do a contenção pela vegetação. Consequente mente la característica diagnostica deste sistema fluvial e e contato subvertical entre as diferentes factes, o que termedia la sua caracterízação em afleramentos e a correlação lateral entre os poços. O reconheciment subsuperficial desses depositos exige uma malha mato densa de sondagens. A persistência do cenario, diaca a agradação vertical por influencia da elevação do nivel de base regional em relação ao do tire, e a esponsável pela predom nancia de depositos de transhordamento em nos anastomosados.

Depósitos relacionados ao canal fluvial

Os deposites de cana compreentiem casculhos e areias grossas, os quais podem ser diferenciados cos depositos de compimento de diques marginais por apresentarem bases concavas erosavas. A constituição dos diques marginais e geralmente siltos a contendo de 10 (20) e de taizes vegetais em velume. Gracam, ateramente, para turfeiras, pântanos ou lagous de nundicado.

Depósitos de transbordamento do canal fluvial

Os depositos de rompimento de diques marginais constituem camadas pouco espessas, centi ne nessa a decimetricas, de areia, granulos e pequeños seixos. Tendem a formar corpos de geometria sigmonaid, com hases planares na a crusivas. Os depositos de turfeiras compreendem camadas de turta compostas quase que exclusivamente por materia organica, com espessaras contimetricas a decimetricas. Os depositos de **pântano** são representados por argilas siltosas a silitos argitosos com contecido variave de detritos orgânicas. Estendadas de amadas continetricas e estraturas gradacionais, produzidas por nandações sucessivas. Estendepositos e os de turfeiras orapam posições um comum no sistema, sendo diferenciaveis pelas saas características sedimentares e pelo contendo em ma ena organica.

As lagoas de immdação encerram argilas siltosas a namadas com matéria orgânica vege al esparsa, alcan cuido espossuras mer els São conectidas com os cinais anastomosadas por canais estreitos e profandos, os qua s controlan o nácil d'agua do lago.

Leituras recomendadas

- I-THRIDGE, F. G.; FLORES, R. M.; HARVEY, M. D. (ed.) Retent developments in flureal sedimentology. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 39, 1987.
- MARZO, M & PUIGDEFABRE, GAS, C., Atlauras sedimentatum. Oxford: Blackwell, 1993.
- MLALL, A.D., "Alluvial deposits", in: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (ed.). Facies models: response to sea terel change. St. John's, Geological Association of Canada, 1994.
- MIALL, A. D., The geology of flueral deposits. Berlin: Springer Verlag, 1996.
- RICCOMINI, C. & COIMBRA, A. M., "Sed.mentação em nos entrelaçados e anastomosados". São Paulo. Boleton do Instituto de Geociências, USP, Nerve Diacitica, 1993.
- SUGUO, K. & BIGARELLA, J.J. Anthentes fluoraux. Florianopous: UFSC/UFPR, 1991.

AÇÃO GEOLÓGICA DO GELO

A. C. Rocha-Campos

Paule R. des Santes

despetto de cobrirem ho e somente cerca de Jeo da superficie emersa da Terra, as geletras constituem um elemento extremamente importante na constitução física do planeta.

O manto de gelo que recobre atualmente a Antar tica, por exemplo, representa o maior "sorvedouro" de calo: da Terra, influenciando profundamente as condições el maneas la el reulação das águas oceán cas e da atmosfera terrestre. O debate sobre a possibili dide da ocorrencia de um almento da temperatura giobal causado pelos gases do efeito estufa despertou atenção de pesquasadores e mesmo do pub ico sobre o estado de equilibrio da grande massa de gelo que recobre a Antártica. O registro da composição pretento da atmosfera terrestre arquivada no gelo antártico permitta co aprovar o cumento de CO le butros gases na nossa atmosfera ha 420 000 anos, abrangendo as quatro ultimas glaciações do Cenovôico. Estimanv. sudicam que o derretimento do manto de gelo austral provocaria ama elevação de até 60m no navel do mar, com consequências catastróficas sobre a vida das populações litprâneas

Vivemos hoje uma fase interglacial da dade glacia. ocorrida na Em Cenozoica e vanos mode os desenvolvidos pelos cient stas tentam prever as futuras condições climaticas da Terra. A despeito do componente drame ico que uma drástica mudança climática pode encerrar, em razão de suas possíveis consequên cias para a vida na Terra, ela não constitui uma nos idade na historia geol, gica do planeta. Com efeito, ci registro geologico mostra ev dencias de pelo menos sete nutras idades glacais ou periodos de refrigeração global relativamente bem documentados, sob a forma de rochas e felções típicas da ação geo ógica preterita do gelo. Esses períodos alternam se com tases de acuecimento global. A duração des ses intervalos foi variavel, desde algui s milhões ate dezenas de milhoes de anos.

Mesmo no Brasil, um plus predominantemente tropi. I, ha indicios geológicos extremamente convincentes da oxorrência de cinco dessas idades glaciais, durante o ultimo bi hão de anos de sua geolísticia. As grandes massas de gelo que se desenvolveram durante esses intervalos, em territorio brasile ro influencia, m en inmemente a plus gem, a geografía, o clima e a vida do passado.

Vem de sua grande influência sobre o ambiente natural, as areas atetadas pela glaciação compõem al-

gumas das mais belas patsagens da Terra, proporcio nando oportunidades de apreciação cênica e da pratica de lazer e esporte.

A despeito de seu aspecto est tico, as geletas são dinamicas, em constante movimento e madinça. O conjunto de feições crosivas, deposicionais e de ambientes direta e incirciamente ligados as gele ras é, pois, extremamente variado e complexo. O estudo desse registro é o escopo da Geologia Glacial, enquanto a Glaciologia ocupa-se de estudo da fisica, forma e regime das gele ras. Os depositos glacias oferecente excelentes oportun dades de estudo e aprendizado de processos geologicos diversos que ocorreram na perficie da Terra, como veremos a seguir

11.1 Gelo e Geleiras

11.1.1 Tipos de geleiras

Geleras são massas continentais de gelo de limites definidos, que se movimentain pela ação da gravidade Originam-se pela acumulação de neve e sua compactação por pressão transformando a em gelo.

Há varias maneiras de classificar geleiras. E usua, por exemplo, dividi las em geleiras de vale, alpinas, de montanha ou altitude, e geleiras confinentais ou de latitude. As primeiras ocupam depressões formadas nas altas cadeias de montanhas, como os Alpes, Andes etc., e as segundas desenvolvem se sobre áreas commentals ou ilhas unto aos polos, podendo atreger o nível do mai. Um dos escuemas de class "cação mais simples (mas, nem por 1880, destituido de dificuldades, eva em conta a topografía do terreno sobre o qual as geleiras se assentam e o seu tamanh i (arca : Outra abordagem significativa bascia se na distribuição da temperatura no gelo ou o seu regime termico. No presente estudo utilizaremos o primetro esquema, det xando para mais adiante a consideração do regime térnuco das geleiras. Contorme veremos, ha ainda ai tras mane ras de qualificar diferentes tipos de massas de gelo, porem, de maneira geral, trata se de vaneda des vinculadas a uma das categorias abaixo,

Segundo o esquema adotado, as geleiras podem constituir massas de gelo não confinadas pela topografia ou confinadas pela topografia. O tamanho permite então subdividar cada uma dessis ca egonas em diversos tipos, conforme resumido a seguir (Figs.11.1, 11.2)



nargem terrestre, notar morenas term nais e fe çoes ineares à trente da geleira. Fonte Eyles, 1983

Geleiras não confinadas pela topografia

Valio de gelo > 50,000 km

Exemplos: mantos de gelo da Antírtica e da Groenanda

Casquete de gelo. < 50 000 km

Exemplos: casquetes de gelo de Svalbard, Artico e da ilha do Rei George, Amártica ocidental

Geleiras confinadas pela topografia

C, mpo de galo: 10 - 10,000 km

rixemplo, campos de gelo de Columbia, Monta nhas Rochosas, Canada

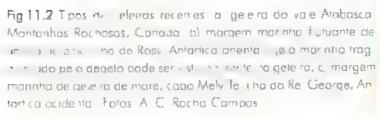
Gelera de valer 5 - 5 000 km

Exemplos, geleiras dos Ances, Alpes etc.

Cre erra de circos 0.5 10 km

Uxemplos, gele ras dos Andes, Alpes etc.

Os exemplos mais esperaculares de mantos de gelo na verdide, os unicos existentes atualmente) sa se que cobrem a Antartica e a Groenlándia.









O minto de gelo da Antartica, com cerca de 14 milhões de kmi de area, notabiliza se por conter 11% do gelo de agua doce e 75% da água doce do nundo. Em varios locais, sua espessura supera os 4,000 m. A morfologia do manto caracter la se pela presença de comos, regiões de topografia arredon dada, mais salientes, a partir das quais o gelo flai rad almente pela gravidade. O manto de gelo da Citochlandia, por sua vez come ama átea de 1,7 milhão de kmi, mais ou menos do tama a 10 do Mexico, e retem cerca 8% da agua doce do plane (a. Set perfi e também convexo parabolico, aungindo espessaras de mais de 3,000 m.)

Casquetes de gelo (me e ps) não se diferenciam morfo operamente dos mantos, a não ser pelo seu timanho menor. São encontrados principalmente sobre planaltos elevados, situados em regiões subpolares, onde formam massas de gelo de perfil convexo, cobrindo substratos mantas vezes irregalares. Exemp os ripicos são as massas de gelo que recobrem a ilha de Svalbard, na região artica, e a ilha rei George, no arquipe ago das Shetland do Sul, O casquete de gelo da ilha rei George tem mais de 300 m de espessara e cobre cerca de 93% da sa porticio da tiba.

Menores que os e squetes, os campos de gelo contito encontrados comumente em regiões alpinas e temperados, têm perfil plano, em grande parte marginalmente el teados por topografia in intanhosa mais e evada. O espetacular campo de gelo de Columbia, nas Montanhas Rochosas do Canada, desenvolve-se extensivamente sobre o divisor de aguas continenta da America do Norte.

Geletras de vale (cu alpina) constituem massas de gelo alongadas, circunscritas a va es monta thosos e alimenti das por massas de gelo maiores acumuladas nos chamados circos glaciais.

Circo e uma especie de bacia na concavidade limitada no seu lado proximal contra paredes roi husas abruptas. Em aguns casos, os circos contém massas de gelo circunscritas a eles, de extensão limitada, desligadas das geleiras de vale, as chamadas geleiras de circo.

Co no tivemos ocasião de comentar, alem desses tipos bisteos de geletras, outras vaniedades são reconhecid is e denominadas com base em diferentes entenos, ocorrendo muitas vezes associadas as categorias acoma defin das

As chamadas gent as de escape (antiel gianeri) por exemplo, ao semelhantes distalmente as geleras de vale, porem sao alimentadas, nas suas regues superiores, por manto, casquete ou campo de gele. Incluent se as geleras que drenam o casquete da ilha rei George e os mantos de gelo da Antartica e Groenlandia, Quando geleras de vale atingem vales mais amplos, ou planicies, no sope de montanhas, elas podem espratar se, formando grances massas lobadas ou em leque, chamadas geleras de piemente. Tal e o caso da famosa gelera de Milaspina, no Alasca, com 10 km de argura

Em malos el s, as geleras lêm as suas extremidades sobre o continente, em ambiente terrestre. La poutros, contudo, atrogem o litoral, podendo ou não adentrar o mar. Neste caso, formam as chamadas geleiras de mere cu intermaré, línguas de gelo e plataformas de gelo. Patatormas de gelo ocorrem atual nente somente na Antarrica e constituem enormes m. sas tabulares, que invadem o mar, movendo-se a partir de regiões mas elevadas, no interior do confinente. As platafor nas ade itram o mer assentadas (aterradas) sobre o subs rato, tornando se, em seguida, flotuantes. Sua espessura variade 1,000 m, na sua parte interna, até centenas de metros, o esca margem marinha. As platatormas de Ross, Wedde e Filchner cobrem os mares de Ross e Weddel, respectivamente. A primeira tem cerea ce 850 x 800 km, uma árez maor que a da França.

Languas de gelo sao seme hintes as plataformas, porem de menor taman no. I malmente, geletras de mare jai ngidas pela maré alta) e de intermaré (atrigidas pelas matés alta e baixa, tor mam se quant o platas de vale ou de escape alcançam o mar, permanecend aterradas ou formando pequena extensa i flutuante. Muitas dessas geletras são encontradas no interior de flordes, como ocorre na Noruega, Patagôn a, Penin sula Antartica, Alasca cre

m tenomeno comuni que aringe geleiras que che gam ao mar é a desagregação calerne) de seu extremedade marioha, desprendendo mass e flutuantes de 200, os chamados icebergs. A fragmentado do gelo decorre do seu fraturamento interno intenso, em contato e momar, causado pe a ação das mares. Nos casos de mayos aebergs produzidos são relativamente pequeno das platoformas de gelo, tipicos da Antartica, são, ao contratio, tabulares e meat a vezes intensos late cente nas de qualibineiros de comprimento). Eles podem agualmen e formar-se quando as extremendes de geloras entram em contato com lagos de agua doce lorrego he rados, nos ultimos anos, pela fragmentação das plataformas

oc gelo de Filenner e Ross, na Antartica, itinguram até mais de uma centena de quilometros de comprimento

11,1,2 Balanço de massa

Oeleiros formam se quando a acumulação de neve exerde a sua perda. O soterramento da neve acumulada ava a sua transformação em gelo, atraves de uma sene de mada iças físicas, inclaindo compactação, expulsão do ar intersticial e crescimento de um sistema engrenado de enstais de gelo. As primeiras transformações ocor rem na neve remanescente do decretimento ocorrido no verão do ano anterior, formando o livir ou neive, que caracteriza os chamados campos de neve. En quanto a neve recem depositada tem 9 % de ar por volume e a densidade de 0,1 g/cm², o gelo e praticimente destitu do de ar e tem a densidade de 0,9 g/cm².

Após a sua formaça), a manutenção das geleiras depende do equilibrio ou balanço entre a acumulação de neve e sua perda por ablação, o chamado balanço de massa (Fig. 11.3). O precesso ateta a vida das geleiras independemente de seu tamanho, sejam man os de gelo ou geleiras de vale. O balanço pode ser postnyo, negativo ou neutro. No primeiro caso, a acumulação supera a perda levando ao crescimento e amplação das geleiras. No segundo, a perda e maior, e as geleiras dan natem de tamanho, podendo ate de saparecer. As geleiras man em uma massa constante quando o palanço e zero.

Nem da neve acumulada, outros materiais pocem contribuir para c aumento de massa das ge ciras, sob i torma de granizo, genda, avalancio de neve e chuva. De outro lado, o termo ablação envoive a perda de missa das geleiras por derrenmento, fragmentação e sublimação do gelo. O derretimento produz a cha mada água de degelo. A radiação solar e responsavel pela tusão superficial do gelo. Fusão junto á base das geleiras ocorre pelo calor gerado pela fricção do gelo sobre o assoalho tochoso e pelo calor geotérmico (, 5). A distribuição da acumulação e ablação va ria ao longo das geleiras. Costuma-se então distinguar duas regiões principais, a zona de acumulação, que supera a ablação, e a zona de ablação, onde a perda

do gelo è maior que o seu acumuro. Denomina se linha de equilíbrio ou soha de neve o am te entre as duas zonas (Fig. 11.3)

11.1.3 Fluxo do gelo e seus mecanismos

A zona de actimulação das geletras situa se has suas partes topograticamente mais elevadas e a ablação predomina has regiões mais baixas, em direção a sua margem frontal. A adição do gelo na zona de actimulação e compensada pela sua diminiáção na zona de ablação. Com o aumento da actimulação, a declividade dis geleiras acentua-se, gerando esforços que levam a mussa do gelo a mover se soba ação da gray dada Ha, portanto, uma transferência longitudinal de massa ao longo da geleira, controlada pe o gradiente entre a acumulação e a ablação.

A gravidade é a torça responsavel polo movimon to ou fluxo das geleiras. O esforço de cisalbamento cuado pela gravidade provoca a ocformação do gele-

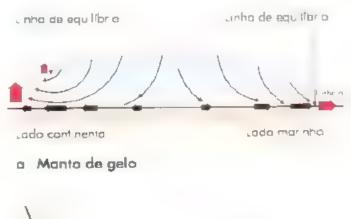




Fig. 11.3 File de la collection de la co

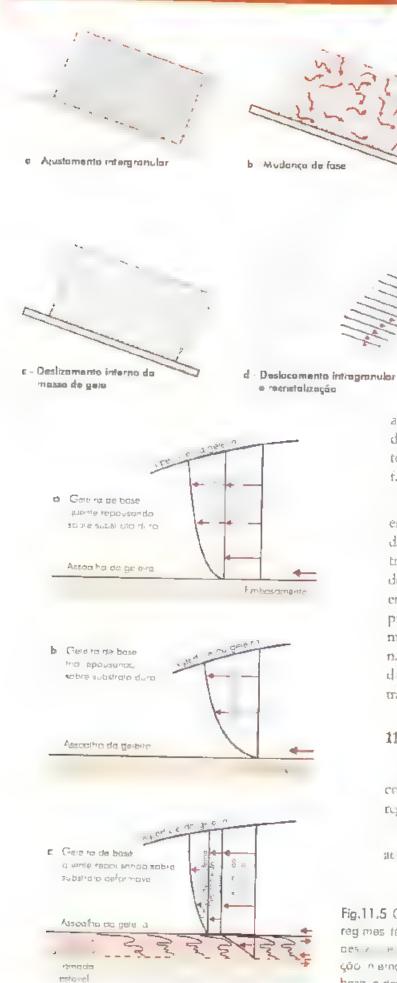


Fig.11.4 Mecanismos de fluxo de gelo a la usitamento intergranu ar do gelo, b) desocamento de cristais engrenados latravés de fusabilidad loca e registamento mudança de lasel, c) destizamento ao tango de planos internos da massa de gelo, dides izamento ao lango de planos internos de cristais de gelo. Fonte Sharp, 1988

e sua movimentação. Tres tipos diferen es de mecanismos de fluxes são conhecidos a) deformação interna; bi deslizamento pasal e e) deformação de substrato da geleira (Lig.114)

Deformação interna envolvastejamento (deformação ou desioc mento relativo de cristais de gelo). Este el maior unto a base das gelenas, perque o estorço disalhante e diretamente proportiona, à espessora do gelo, lirregulandades no

assia ho da geleira que produzem aumento da tasa de deformação do gelo ou abaixamente do seu ponto de fusão, sega do do recingelamente da água, facilizando o rasteiamento.

I malme ne, quant y ao último mecanismo, recentes estudos demonstraram que a presença de uma cami da não congelada, deformave no substrato dami us a tricção basal entre geleiras e seu assoniho fac li ando o deslizamento (Fig. 11.5). A variação no declive do embasamento sobre o qual as geleiras deslizam pode produzir deformações compressavas (dec ividade menor) ou distensivas (declividade major, resultando na formação de fraturas verticais no gelo, as chama das *crevasas*, de disposição, respectivamente, tadial ou transversal, em relação ao corpo de gelo (Figs. 11.6, 7).

11.1.4 Regime térmico das geleiras

Uma outra maneira de classificar geleiras eva em conta a distribu ção da temperatura do gelo ou seu regime termico.

Varios fatores influenciam a temperatura do ge o acumu ado nas geleiras. Em um contexto mais amplic,

Fig.11.5 Componentes do fuxo do gero em gere ras de diferentes regimes térmicos basais. O deslocamento ocorre pera soma de des vientes en mais interna de que la la la gara de des vientes em la la la gara de describación interna em (c). Fonte Boulton, 1993

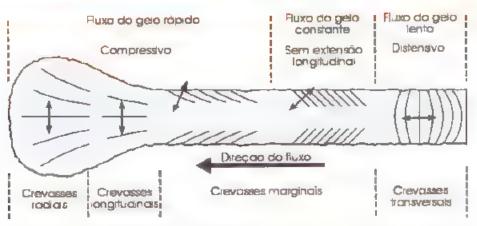


Fig 11.6 Tipos de crevasses em geleiras de vale. As setas narmais às crevasses indicam as direcces de a stensao lest ramento da geleira. Fonte Hambrey e Alean, 1992

pode se dizer que o cima e o principal tator. Deste modo, as geleiras são denominadas temperadas, subpolares e polares. Em geral, pode se dizer que a distribuição da temperatura no gelo e função da troca de cator gerado na superficie, internamente e na base de libera. A transferencia do calor faz se segundo o clamado gradiente termico, dado pela diferença en tre a temperatura superficial e basal do gelo, e através de transferencia conzonta, ou vertical de caior pelo movimento de gelo ou neve

A temperatura da superfície das geleras e influencia pela incorporação de firm, condução do calor e transferencia de calor latente pelo recongelamento da agua Noregão basal, a espessara do gelo e sua taxa de acumulação, o calor geotermico, a frieção interna como ada pelo deformação do gelo e a tricção basal produzida pelo seu deslizamento sobre o substrato são as vanaveis principais que afetam a geração de calor.

Fig.11 7 Crevasses transversais em zonos de distensão da geleira Atabasci Montanhas Rochasas, Canadá Foto A. C. Rocha-Campos

O comunto dessas concições e responsavel pel i ocurrência de gelo frio e gelo quente. No prime ro caso, a temperatara do gelo esta abaixo do ponto de fusão por pressão e, no segundo, encontra se proxima cua acima deste (Lig. 11,5).

De particula importane a em Glaciología e Cellogía Glacial e o regime termico basal das geleiras, se a, a temperatura na interf. ce gelo/substrati, que a tunçã da quantidade de calor gen di el sea taxa de transferencia ao longo do gradiente termico. Três con diçues térmicas basais do gelo podem ser reconhecidas. Em geleiras de base fria, também chamadas de base seca, predomina o congelamento. Não ha, portanto, agua de degelogico son el se se tendo de geleiras de base ao seu substrato. No caso de geleiras de base um da

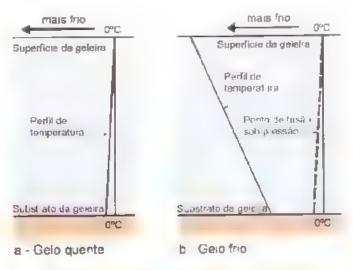


Fig. 11.8 Regime termico de geleira de base quente (a) e base fina bl. O perf. de temperatura da prime, a est a sempre abaixo da fusão sob pressão e da segundo, coincide com a ponto e tusão sob pressão. Fonte Sharp, 1988

ou base quente, predomina a fusão, formando se agua de degelo. As generas es ão, portanto, desligadas de seu associtos. Pode-se ainda supor a es stencia de situações intermedamas, em que ocorre tanto congelamento, quanto degelo bir a

O regime termico pode variar espacial e temporalmente dentro da mesma geleira (Fig. 1, 9). Um ispecti felevinio ligi do ao regime térmico basal das geleiras refere se à sua consequencia no com portamento dinámico, particularmente nos micanismos de fluxo de gelo, e os efeitos destes sobre os diferentes substratos sobre os quais as geleiras se movimentam. Esses efeiros contrelam unda a ocorrência e a intensidade dos processos crosivos e deprisicionais sabglaciais (Fig. 11.16).

Ocleiras si limetidas, ao longo de sua extensão, to frecentes condições clino icas, como, por exemplo, de continental polar a temperada (latitude med a) podem exibir um padrão ainda mais e m plexo de regime termico basal. Variação temp ranas condições con íncas que la tam as diferentes partes das geleiras resultam também em paero compaxo de regime térmico basa.

11.2 Ação Glacial Terrestre

11.2.1 Processos de erosão glacial

Os processos de etisao giacial ocorrem sob as massas de gelo, sendo, portinto, de cifier observaça e estudo, e o seu conaceimento é unda incompicto.

A crosão glacial pode ser detrinca como envolvendo a incorporação e remoça a pelas geleiras, de partículas ou detritos do assoa ho sobre o qual clas se movem. De modo geral tres processos principais de

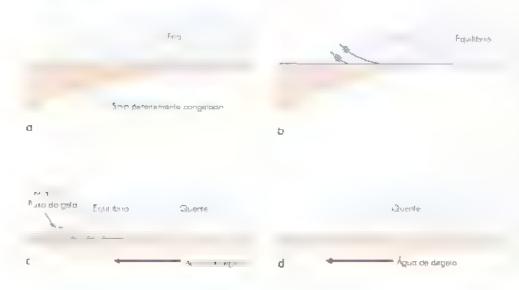
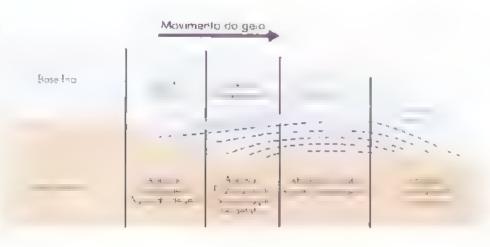


Fig 11.9 Diterentes contigões rétracos basais de gele las la fina la substrutu e cor gelado e não tra la gua de ceujel a e des zamento, la fina na margem e en tiequil brio te miço condiçues de con je la meita e usão caexistem, pode traver agua de degela e desizamento na parte interna masina o ha margem resultando em compressão marginal e detarmação do gelo Jempumão , cirquente na parte interna e em equilibrio na margem pode haver água de degelo e desizamento. Fon a Bennettio Giasse 1996.

Fig 11.10 Relação entra o regime ter mico de geleiros, etosão e sedimen ação Abrasão gracia e remoção ocorrem has zonos de base quente, associadas à presença de agua de de gelo, quando hauver condições de usão, erosão e remoção estab ausentes ou são pouco intensas has zonas de base tha sed mentação ocorre no zona de base quente margina. Fonte Beanettle Giasser 1996



erosão glacia ocorreme a abrasão, b remoção, e cação da agua de degelo

Abrasao corres sende ao desasse do associble se o qual as geleiras se deslocam, pela ação de particulas ochosas transportueas na base do gelo. El amportante trisar que a maior parte da abrasao é produzida nao ela acido lite a do el o mas pelos fragil entos re chosos que ele transporta, pelo fate de o gelo ter duniza relativamente baixa. Varios autores compre el brasao ao eteno de uma lixa passando sobre a m







as. A ma or ou menor eficiência da ibrasao depende da pressão exercida pela particula rochosa sobre o usar alno, da ve ocas, de do meximento das gereiras e da disponibuidade de particulas protuberantes na sua base

O proces de remocao Mokka, ou parr a consiste na remoção de tragmentos roch isos ni aores per generas. O fenomeno está associação a presença de transas ou descompinada les nas rochas do substrito. I





estras su cos e de la constanta de la constant

11.11), que podem corresponder a estruturas previamente ex stentes ou a descontinuidades formadas subglacialmente pelo alivio da pressão causada pela crosa oglacial. Variações na pressão basal do gelo, nor milhiente associadas à presença de irregul indades no embasamento, pe dem gerar campos de esforços ou i ter iros existentes. Tacil tando o aparecimento ou am pração das zonas de fraqueza, promovendo a remoção de tragmentos de rocha. O mesmo pode resultar de madinças termicas na base do gelo. Finalmente, variações na pressão da agua de degelo subglacial, nas atlacoreas de cividades nas rochas do embasamento podem também tornar o processo de remoção mais encient

Dur são as maneiras pelas quais a agua de degelo ; 10 m com ex extens do embasamento (presença de fraturas, maior ou menor resistência à ação quimi cal, velocidade e turbulencia e a água e quanticade de particulas transportadas são os fatores que interferem na ação erosiva da agua de degelo.

A ação ibr siva mecanica da agua de degelo asseme la se à da erosao fluvial. Resulta do impacto de partic, las tra isporta, as sobre a superficie das rochas do assoalho das gereiros, pela agração de coistos transportados e ação de redemoinho destes, dentro de cavidades subglaciais, e pelo processo de cavitação. Cavitação consiste na formação de ondas de caloque pelo colapso de holhas de ar dentro da corrente aquosa, que se faz sentir mais intensamente em geleiras de base quente, drenadas por fortes correntes aquosas subglaciais. O estado insaturado das soluções aquosas, i dispondo la ade de particulas finas, com grande su perficie tel tiva de reação e a maior solubilidade de dioxido de carb mo em razão da E ixa temperatura A agua, actualicando a, são os fatores aventados para aplicar a erosão quimica glicial.

Estimativas da taxa de erosao do substrato por geletas de vale y mun de 1,5 a 3,0 mm fano e de 170 a 300 m, no caso dos mantos de gelo, valores estes considerados pouco confiavos por causa das infecticizas de metodo utazado.

Conforme y mos, alem de influenciar o padrão de sed mentacião das geleiras, o regime termico destas contro a o padrão de erosão subglacial.

11.2.2 Feições de erosão glacial

A ação dos processos de erosao glacial resulta la formação de ama grande variedade de feicoes t picas, nos diferentes sa istratos sobre os quais as geleiras se deslocam. Embora a ma or parte das feições erosivas, descritas na literatura, ocorta em substratos consolidados (rochas duras), a guinas delas podem tambem formar su sobre sedimentos inconsolidados. As feições ou formas eros vas de ocorrência niais comum sirão descritas neste capitulo e sua provável or gem brevemente discutida Alem de sua mortologia diversificada, as formas erosivas glacius tem tamanho variado. E comum, portanto, subdividi las em feições de micro, meso e megaescala.

As formas crossy's glaciais de microesca a mais comuns sac as estrias glaciais. Na meratura, o termo estria glacial pode incluir uma ; ama de feicoes negativas ou positivas, de dimensões variadas. Aquiasaremos o nome de estria para telções alungadas, retas, de relevo positivo ou negativo e largura de até poucos milimetros (até 5 mm). Ecições maiores serão chamadas sulcos quando negativas, e cristas quando pesitivas. As estrias formam se quando as gele ras deslizam so are differentes substratos areas tando detritos protuberantes na sua base sobre o assoalbo rochoso. Os detritos incluem não so particulas incorporadas subglicialmente, como as que transita in dentro da massa de gulo, a partir da zonasuperior das geleiras. Uma pressão efem a normalido gelo sobre o substato e necessaria para produzir abrasão. Estrias são feições descontinuas, emborapossam individualmente alcaneur comprimentos de até vários metros. As interrupções são provavelmente devidas à perda de contato do objeto abrasivo com o assoalno (Fig. 11,11)

Tendo em visia a sua origem, as estra s orientam se paralelamente à direção do flaxo do gelo. Embora sejam indicadores dessa direção, nem sempre permitem a interpretação do sentido do movimento. Outras feições associadas podem, entretinto, ser usadas nesse partic dar. Não é incomum encontrarem-se con untos de estrias entrecruzadas sobre o mesmo sabstrato estriado, indicando um reavanço do geio apas um período de recuo ou simplesmente ama madança na direção do movimento da geleira. A formação de esmas é influenciada pelo regime ter nico basa, das geleiras, e ocorre somente sob geleiras que estato deslazando sobre o seu assoalho, o que acontece no caso da geleira de base quente ou timida. Geleiras de base fria ou seca estão congelidas ao seu substrato e, portanto, nao formam estrias, mas podem preservar teições previamente formadas. A mudança espaç al e temporal do

regino termico resulta em padrao complexo de orientação das estras, sendo muitas vezes de of correlacionar um conjunto dessas reições com a faso especifica do flaxo glacial responsavel pela sua formação. Numerosos exemplos de paymentos e superfícies estrados são encontraçãos associados a depósitos glaciais précambrianos e neopalei z ácos do Hos

l'em das estrias, as chama das marcas de percussão (1/2/2/2), fraturas de frieção friction cracki) são tam sem terções comuns de abrasão glacial, e incluem as fraturas em

crescente (crescente fractures), os sulcos em crescente crescentic garges) e as (Fig.11-12. As primeiras, semicir culares, formam series coaxiais com a convexidade votrada em direção à proveniência da geleira. As segundas, também semicirculares, resultant da remoção de fragmentos de rocha entre deas fraturas, uma abrupta e outra menos inclinada. O lado concavo da estrutura aponta em direção a origem da geleira. Fi nalmente, as marcas de percussão resultam da remoção de pequenos fragmentos da rocha, tormando séries al nhadas de fraturas arregulares. O uso das fraturas de fricção na interpretição do senudo do movimento das gele ras não é, entretanto, despravido de controversia. Dados experimentais mostram que a orientação da convex dade das traturas pode diferir, em função da ritensidade da pressão efetiva exercida sobre o objeto produtor da fratura. A orientação dos sulcos em crescente pode também variat, dependendo da estrutura da rocha submenda à abrasão. Fraturas de fricijo de diversos upos ocorrem sobre pavimentos e clastos glaciais do Permo-Carbonifero bras leiro.

Sulcos, cristas e canais retos ou sinuosos, maiores que estrias, de forma e dimensões variadas (de milimetros até metros) podem tambem ocorrer sobre superfic es rochos is erodicias glacialmente, soladamente ou associadas às estrias normais. Sua origem e controvertida, sendo atribuida à abrasao glacial, erosao por fluxo denso de till ou fluxos catastroficos de agua de degelo. Sulcos do tipo grampo de cabelo (heirpai), formados por dois sulcos paralelos, laterais a um obstáculo que dividiu o fluxo do agente erosivo, so en controles de dividiu o fluxo do agente erosivo, so en controles de dividiu o fluxo do agente erosivo, so en controles de dividiu o fluxo do agente erosivo.

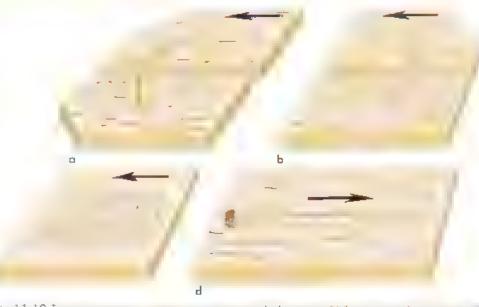


Fig 11.12 Typos de la contra en la servició de movimento do gelo. Di nerisão das feix en voria de cm a dm

considerados, por alguns autores, como originados pela ção de corrente de água de degelo de grande entiga-

Feições de terreno de abrasão glacial de mesoescala comumente observadas são as formas alongaças. moldadas , streamineu molded jorms), as formas montante jusante (steet and lee), as bacias rochosas (mick busins i os vales glaciais. As prime ras incluem estruturas chamadas dorso de baleia (attale tiuck) (Lig.), 13, alunga, as, alisadas e arredondadas em toda a volta pe isgeleiras. Embora tenham a sua forma final controlada pela estrutura da rocha, tendem a apresentar altura relativamente grande em relação ao comprimento e alinnam se paralelamente ao fluxo do gelo. Estras sobre essas estruturas tendom a ser contínais em todo c seu comprimento, sugetini o manutenção da açabrasiva glac a. As chamadas tochas moutonnees (roches montonnees) diferem na morfologia e origem (1 igs 11.11, 11.15). Segundo a literatura, o neme deny de um uno de peruca usada na França, no século 18, u não da semelhança com um carnetro (mouton, em francês) destado, como popularmente aceito. Trat i se di elevações rochosas de perfi-acredondado, assimerico, com a lado menos inclinado e estriado (a montante, e outro mais abrupto, irregular e em escada (a iusant. , em relação à proveniência do gelo. A teoria da origem das mentumices implica a existência de uma elevação inictal do embasamento e a presença de cay dade a jusante, entre a geleira e o embasamento. O aumento ca pri s sto normal cictiva do gelo sobre a saperfice a montante è responsável pela estriação. Diminuição da pressão a jusante, associada a maior velocidade de gelo.

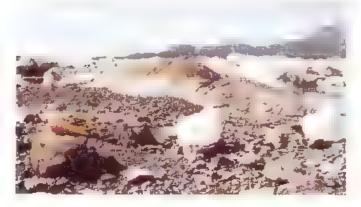
produz a cavidade. O processo de remoção de magnemos da rocha e facilitado pela existência de fantas ou descontinha, ades na rocha. A penetração do gelo, em traturas, deslocamento de fragmentos e acio de igua de degelo, sob pressão, nas descontinuidades, são os tatores responsaveis pela remoção. I mitora bastante destrutos pela ação humai em famosa rocha wee de Salto, SP, recoberta por rochas do Subgrupo de arare, mantem ai ida a sua forma caracte ristica e feições e e obrasão glacial (Ligs, 11.11)

Bacias roch sas são um tipo de depressão ampla tortuada su glaculmente sobre o assoal no das act erris, ce dimensões variando de metros a centenas de netros. Frequentemente acamulam água de degelo Saa formação e controloda pela existência de zonas de triqueza na rocha, o que facilita a erosao. O provesso envolve a mudança no fluxo do gelo ao passar sobre uma depressão pre existente menor. O fluxo e distensivo na margem descendente e compressivo na ascendente. A distensão namenta a pressão basal do gelo sobre o substrato levando a abrasão, enquanto a compressão promove o arrancamento e remoção de trajmentos de rocha. Bocas ocorrem comumente as sociadas a substratos portadores de rochas *montonnece*.

Os vales e os encos glaciais são as estitucars mais impressionantes esculpicas pulhigelo. Va es glacin formamise unde quer que geleiras sejam canalizar as ao longo de depressões topograficas, modificando as. Embora mais visíveis quando associadas com geleiras de vale e de escape, os vales glaciais ocorren também sob mantos e casquetes de gelo. Ao inicio da giaciação, as geleiras ocupam vales pre existentes, que passam a ser modificados por a combinaçar de abrasão giacial e remoção. A ação carastiva do gelo resultir em medificação do perfit dos vales fluviais de "V" para U" em vales glaciais (Lig. 11.13).

Regiões montanhosas glaciadas ex bem con tanion nas partes altas dos vales, circos glacias ligados ou na algiberras, os quais tem a forma de uma bacia rochosa concava, encravada na parede das montanhas. Não gorados por uma combinação de abrasão glacia do slassoalho atraves de remoção e congelamento, e dezel na cabeceira mais abrupta da hacia, em contam com a parede nochosa da montanh

Mém das formacias pela ação abrasiva do gelo, as paisageos glaciais caracterzam se pela ecorrencia de formas de erosão produz das pelo agua de degelo. V









te coes inc dem os chamados canais de agua de degelo Tig. 11.11). Um importante aspecto desse sistema do escoamento refere-se ao padrão de drunagom que se instala subglacia mente. Em geleiras que se situam sobre substratos deros, sistemas de canais e cay dides subglacia s interagados podem so firmar e esciar i agua de degelo. Canala subglaciais so são visiveis, unto is nargens de geleir sy inde desembocam e descarregam um grande vo ume de agua. Argumenta se que o s stema de canais so pode existir quando a geleira estiver em contato com o substrato duro. No caso de substratos deformaveis, a drenagem pode ser real za da pelo escoamento da água atraves do proprio secimento. Somente quando a drenagem não for effet ente, pode se pensar na tormação de sistemas de canais subglacias rasos. O gradiente hidraulico d s geleiras control, a formação do sistema de canais subglaciais de degelo, que podem então ler distribuição independente da topografia atual e correr encosta acima, resultanco em perfil de drenagem muito irregular.

Canais de degelo proglaciais subaereos são mais visiveis junto as zonas de ablação de geleiras, correndo parale amente às suas margens, porêm, commidanças aruseas de orientação. O sistema de canais de degelo proglaçãos passa, por transição, pala o sistema flava → acia, abaiso desento.

A açac da agua de degero e responsavel pela gera ção de u na diversi na e de forções geomórficas fluvio glaciais, que se formam junto a margem das geleiras embaixo (subglacialmente) ou sobre elas (supragacialmente). O primeiro grupo de feições en globa pla noies (outroaste piams e sandur) e leques de tavagem glacial (outroaste piams e sandur) e leques de tavagem glacial (outroaste piams), kettes, kames e terraços de kame. Os erkeri si o, som dóvida, o principal tipo de forma de terreno produzida pela ação fluvio-glacial (Fig. 1116)

Ao emergir de uma geleira, a corrente de agua de cegelo perde pressão e velocidade e começa a depositar sedimentos. Os depósitos proglaciais assim tormados na chamada planicie de lavagem glacial varia nipela sua posição em relação à margem do gelo, a quantidade de sedimento transportado e a presença de gelo soterrado. Leques de lavagem são gerados na frente de geleiras estacionárias, pela deposição de sedimentos carreados pela agua de degelo. Sedimentos mais grossos acumulam se perto do local de emer gencia do fluxo de agua, enquanto os mais finos depositam se mais adrinte, confundindo se com os depositos de nos entrelaçad si Liventos de fluxo da

desorganizar a drenagem flavio glacia, e erodar profundamente os leques. Biocos de gel i morto incar nos nos sedimentos flávio glacias, particularmente has proximidades das geleiras, ao se tundir por abatimente dos sedimentos da planícia de lavagem produzem de pressões circulares chamadas kettir (cina eiras, (Eig 11.13). Kamese terraços de kame, resultantes do acumul de sedimentos entre a one sta de vales glaciais e a margem lateral do gelo são também tipicos desse ambiente. Podem associar se a kettira se contiverem plocos de gelo minto

A pa sagem de ama regico glacia ca e frequentemente percornda por enstas ecintinuas ou interromindas, si nui sas, de sed mentos fleivio glaciais i areta, cascalho e ite tali denominados satera (higs. 11-13, 16). Suas dimensoes são variaveis, de centenas de metros ate centenas de quilometros de comprimento, dezenas a centenas de metros de largura (40 a 700) e dezenas a metros de actura. (1 a 50), Podem ser feições continuias ou formar sistemas entrelaçados. A orientação dos eskers é controlada pelo gracien e hidraulico das e leiras, podendo ter orientação independente da top igrafia do assoach. O bioqueto da igua em ca

s soore, dentro e sob gele ras provoca a depostção de sedimento, gerando os *rakera*.

Embora os eskezs formados subglicialmente se jum mais comuns, e es podem também resultar de preenchimento de canais supra e engliciais e serem depo y rebaixados até o substrato pela tusão do gelo. A origem dos eskera entrelaçados é atribuida a fluxos de água subglacial catastrificos, quando então um unico canal não pode acomodar todo o volume de agua e sedimento transportado.

11.2.3 Transporte de detritos pelas geleiras

Particulas i fragmentos rochosos são transportados peles geletras sobre são superficie transporte supraglacial, no seu intenor transporte englacial) e sua regilio basal (transporte subglacial) (Ligs. 11.4, 15).

O material suprag acial inclui detritos catelos das paredes dos vales de geleiras de vale ou de minando (elevações cercadas pelo gelo), materia si transporta dos por avalanches ou depositados pelo vento, tais como cinza vulcan ca, poetra, sal marinho etc. A mator parte dos detritos basais representa materia, in corporado pelo gelo através da cros o do substrito, u

derivado do materia, supraglacial. Apos serem depositados, os defritos supraglaciais são recobertos pela neve que ca anualmente, incorporando se nas superficiais de flavo da geleira, podendo descender até a base desta, passando a integrar a zona de transporte lasal. Podem ainda ascender, emergindo na zona de ablação da geleira, incorporando se aos depósitos supraglaciais. Partículas acumuladas na zona de ablação podem ai permanecer, a não ser que, transportadas por agua de degelo superficial, penetrem em tendas no gelo, atingindo a parte interna e a base das geleiras. Detritos subglaciais, de modo geral, permanecem na zona de transporte bis, lidas geleiras, i partir de onde são cepe sitados. Somente junto às margens destas, na chamada zona de compressão do gelo (Frigs. 11.14). 15), podem ser capturados em ta has reversas ou de empurrão que se formam, elevando se ao longo de las e atrogrado a superfície das geleiras. Como se vê, há uma constante troca de pos ção dos derritos des diferentes zonas das geleiras,

11.2.4 Ambientes e depósitos

Associados às geleiras

A sedimentação glacial terrestre ocorre quando a geleira termina em condições subaereas ou terrestres. Essa sedimentação pode envo ver diretamente as geleiras e ocorrer em contato com/ ou nas proximidades delas, como familiem, em regiões mais afastadas, pela ação da agua de degelo (sedimentação glacio fluvial ou em corpos de água doce (sedimentação) pláci lacustrina) (Fig. 11.16

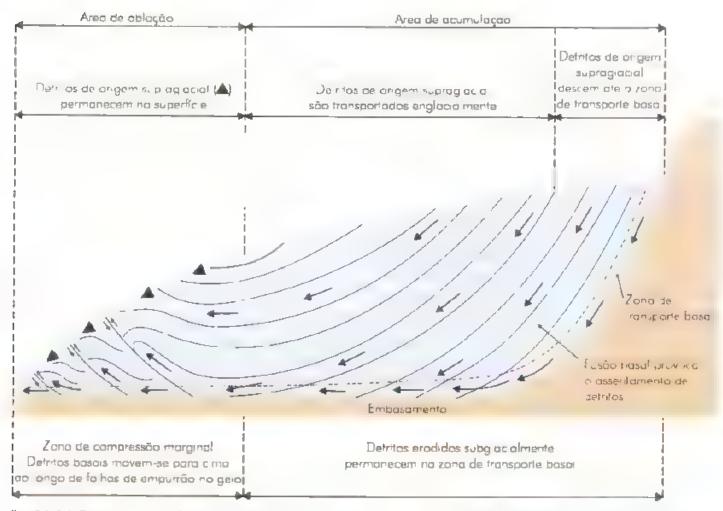


Fig.11.14 Transporte de detritos glacials. Setas molores mostram passiveis traletórias de transporte de de ritos em geler as. Detritos de origem supraglacial podem ser transportados englacialmente (sem contato com o associalmente podem ser transportados englacialmente (sem contato com o associalmente Boulton, 1993.

Da se a nome de #// ao depósito formada diretamente pelas geleiras. Trata-se de sedimento meonso igado, nan selectionado, constituido por matriz argl isa/ siliosa/ aren isa, contendo fra a nentos roca sos caoucamente dispersos, de amanho variado, desde granulo ate malação. Clastos cont dos no till têm arredondamente t ngulosidade var aveis e muitos exibem eviden . s . brasão partal sob a forma de facetas e estrias J. g. 11.17). Denomina se trato o equiva ente liut cado goena) do till. Tendo em vista i dificuldi de em se reconhecer os verdadeiros li os de outras rochas de aspecto similar, poem de origam diversa, como e o caso de THE R RESERVE OF THE PROPERTY OF THE PARTY. it controligation pel fix densit gravitació nal de mistura de detritos e lama (cor-"das de detritos e lama), e preferivel anlizar os termos não genericos diamieto e diamietito

para nomear, respectivamente, os seus equivalentes neonsolidados (sedimento) e ludicados (Fig. 11.18), Mudos dos diamientos permo-carbon feros da Bacia do Parana, Brasil, foram depositados diretamente pelo gelo e correspondem, portanto, a tilitos

Deposição glacial terrestre diretamente em contato com o gelo pode ocorrer sob as geletras (deposição objete) ou junto as suas margens, a partir de matenal transportado sobre a superfície do gelo (deposiçosupraglacia). Os processos sedimentares envolvidos são coursos e serao abaixo de incados



reconnecidos na literatura; so illo de alojamento; o de ablação subglacial; e) tiil de deformação; d) tiil de deposição em cavernas subglacias

Die de alejamento corresponde a um diametro forma do pela agregação subglacial, através do retardamento finccional de detritos englaciais obcração a partir do o is de guerras em movimento. A laberação de elestos ou agregados de detritos da se por detretamento so o pressare, durante o des izamento da genera sobre o ses alha a A ocorrença de alos nento exige, pera mente o presença de am substrato rigido, seja ele consolidado.

detormay el

Sepundo e medelo mais aceito, o precesso de do amento e concamento? In septrato e velve a interrupção do movimento de ceistos que se deslocam e crodem, na base de secencia, quendo se a freção.

urasto exercido si bre cki pelo flaxo d

Lesas de deposição de



Fig. 11.16 Depósitos el terções gour temesites. I) ormas alangadas molacidas no embasamen.

2 detritos basais da geleira depositam se como filida a ojamento em depressões do associ.

3 de temes tipo de tempositam se como filida a ojamento em depressões do associ.

5 de temes tipo de tempositam se como filida a ojamento em depressões do associ.

6 de temes tipo de tempositam se como filida a ojamento em depressões do associ.

7 de tempositam se tempositam se como filida a ojamento em depressões do associ.

8 de tempositam se tempositam se como filida a ojamento em depressões do associ.

8 de tempositam se como filida a ojamento em depressões do associ.

margert da geleira), 91 cana die agua de degelo. Fonte Baulton 1993



O processo resulta no acumulo de massa sedimentar supercompactada, não in cira nente macica, nos exand um, superposição de unicades em canhas truncantes, separadas por superficies de não depos-(40 mi eros vis. Intre as unidades é comun intercal nom se depositos acana ados, rasos, de água de degelo, areas, cascalhos, normalmente com seas opos deformad is pela retornada da dep sição da midade de mi superior. De modo geral, pacotes de mi de ale jamento, que raramente atingem alguns metros de espessi ra, assentam se si bre superficies discordan-. I spessums majores requerenam espaço subgacial mit or e os depositos seriam, destarte, sujeitos a retrabalhamento e erosao. Empora clast s facetados e estriados sejam mencionados como típicos de bla de dojamento, sao las elastos em forma de bala pathet mipali ou de "ferro de engomar" os mais represen tativos desses depos tos el g. 11.11. C. as os freetades estrud is a em forma de bila são comuns em diamier tos de depositos glaciais de varias idades Permo Carbomtero, Pre Cambuano cicia no Brasil

I mbora o processo de alojamento seja normal mente associado a substratos duros crechososo ele pode ocorrer também em substratos pouco den imiveis. Neste caso, clastos em movimento sob as geleiras se lei mone atam (honeh) o substrato, acumulando massas de sedimento a jasante, que rerminam por enar resistência ao avanço do gelo, retardando o movimento para frente. Oatros clastos podem então conges onar-se atrás do primeiro, formando concentração do tipo pavimento de clastos. Pavimentos de clastos similares aos que ocorrem no Pleistoceno da America do Norte foram descritos em rochas neopalei zóicas en Bras l

de deformação é outro tipo de deposito subplactal cormado son geleiras em movimento, neste caso agrado sobre a chamada camada deformível, isto







é, um deposito sedimentar impregnado de água (Fig. II II). O conceito surgiu na década de 1980 e embora tenha ganho grando popularidade não e destitudo de controvers as.

O i po de deposito resultante da deformação subjected corresponde a uma massa sedimentar mecanicamente remexida e deformada, constituida de particulas de sedimento pre glacial "sobrepassado" e determado pela geleira, ou sedimento glacial, incluino till de alcjamento, sedimento flávio-g acial previamente depositado ou concomitante ao avanço cas gele ras. It/la de detormac o podem anigir espessuras matores (ate varias dezenas de metros) que os tuls de a ojamento. A deformação pode envolver uma fase proglacial compressiva), seguida de uma fase subglacial, eminentemente distensiva. O aumento da intensicade do esforço produz uma sequencia de estrut, ras cada vez m'us intensamente deformadas, levando a homogene,zação da missa deformada, que pode assemelhar se a um #// maciço. Estruturas típicas de cada fase podem, entretanto, persistir e permitir identificat a sequencia de eventos ocorridos. Deformações glaciotectónicas afetando rochas neopaleozoicas do Brasi, foram identificadas em Cerquillo, SP





Enquanto os tius de alojamento e de detormação originam se di rante o avanço glecia i o chamado 116 de degelo, ab ação ou derretimento acumula se so a gelo estagnado, que se derrete 11 situ (E.g., 1.16). Isto ocorre quando as geleiras cessam de se mover. Ness is condições, o dege o produz a liberação e acumulação subglacial e supraglacia, de particulas de rorhas. Há na literatura amplo debate a respetto do protocial de preservação dos chamados tilis de ablação por causa da ação eficiente das correntes de degelo.

Pela descrição acima é fácil perceber que os tros tipos de deposição subglar a, do tid são granuemente trans cionais. As tentativas de distingui los baciam se nas caracteristicas dos depositos, por exemplo, a "fatir" arranjo interno dos clastos nos tido. Clastos de tido de illoiamento são geralmente descritos como tendo seus eixos maiores paralel is à direção do flexo do gelo original e apresentando clastos imbricados, com inclinação para montante. Ema fatire menos desenvoix di caracterizaria os tido de ablação.

Depositos de titli podem ainda tormar se em ambiente terrestre, sem a intervença i direta do gelo. Incluem se aqui os depositos de till supragiacial de degelo e os titli de fluso. O derrenment i do gelo da superficie das gelei ras pode produzir _e indes acumi lacioes de detritos



Fig 11.18 Differentes tipos de diamichto la maticapartzita a piado em filita subglacial da Permi inhon e a aracaa da substrato inconsolidada provocal, a acumu i de sed mento na frente da ciasto direita i, impedindo a sel movimento, senfido de movimento da gela lin esquerda para a direita Cachoeira do Sul RS ibidiamichio estratitizada iarma da partifuz, gravitaciona de sed mento Perma Carbanita: lare a Nova, Au., c) diamichto inacico, subciquosa, Pre Cambriano Jegunta MG, Fotos AC Rocha Campo

supragacias, maisas vezes sobre etistas ou elevações do gelo, assematera tacilmente desestabiliza se e aesinea se decive abais a sob a torma de fluxo de detrito ou lama. Lab supraglaciais podem recipeir a su perficie e depositos subgaciais quindo do derretimento do gelo soteriad , resaltando em uma topo graña chamada mamel mada Junianaki. Pode também mistarar se com a agua de degelo, prosimo à margem do gelo (Fig. 1116).

l indimente, resta lembrar a pi sistilidade de hille tormarem se por sublimação de gelo (passagem direta do estado solido para o gasoso, contendi demtos rochosos, em ampientes polares aridos, maito frios,

como é o caso da Antaruca oriental. Podem ocorrer supra e subglacialmente.

Morenas são, provave mente, as formas mais ca racteristicis de depositos glaciais formados adjacentemente ás geleiras. Elas são geralmente classaficidas de acordo com sua posição em relação às geleiras, seu estado de atividade (isto e, assetiadas a geleiras ativas ou mativas) e processo de formação.

Morenas media ias sao feições, no geral superficiais, sob a forma de enstas alongadas, que se estendem a partir da confluência de geleiras de vale. Morenas laterais podem também constituir depositos pouco espessos, supraglaciais, de detritos provenientes das paredes dos vales, mas, muitas vezes, assumem a forma de cristas, unto as margens laterais das geleiras, separadas destas c das paredes do vale por ravinas de ablação. Finalmente, morenas terminais constituem cristas de detritos glaciais que acompanham a margem fronta, das geleiras de vale ou de mantos de gelo. São no geral arqueadas, refletindo a forma da margem da geleira. Morenas latet, is e term. rats podem conter am nucleo de gelo que, la vives. torma a maior parte do volume das morenas. Trata-se de nassas de geno destacadas da margem das geleiras e protegidas da fusão pela cobertura de detritos (Figs. 11,19, 11.30, 11.21

l'ercoes mortologicamente sinu ares às coma des entas podem ocorrer em associação com geleiras em tase de recuo ou estagnadas. Morenas de empurrão pusto moranos) terminais, simp es ou compostas, for-



Fig. 11.19 Tipos de morenas em geleira de vale la; mediana la bililatera , ci termina

mam se quando as geleiras avançam si bre sed men ros proglaciais (no geral ille depósitos flúvio gliciais), seja durante reavanços sazonais, de curta duração, ou mais contínuos. Essas morenas são felécos glicio tectonicas de empurrão e acavalamento (Cap. 19 e,



Fig. 11.20 Morenas term nais (em marrom) da il timo giudiação, no Meio Oeste dos E. U. A., mostram a forma lobada da margem do manto de geio con inento: pie stocênico do América do Norte, WIS Wiscons n. L.L. II. no s., IND. Indiana. Fonte Frye e W. Itam, 1973





Fig. 11 21 a) morends laterals compostas da geleira de sea Montaninas Rachosos. Con ida la hiprena basa ti de a olamento] exposta na plancie de tri no frente da geleira Aubusca la a fundo lisuación es superticle es nudo al ora lingua de la cidatata Fotos la Paulo Riita. Il Riita de la Financia de la cidatata fotos la Paulo Riita.

como tal, exibem deformações do tipo dobras e fa has Scultama thole variavel, podendo atingir grandes dimensous (até dezenas de autometros de comprimento) e envolver o proprio embasamento da eletre limitotipo origina se pela liberação, por la de massas de sedimentos acorporadas no la a partir da zona de detritos basal, por empar ritudo gelo iento a mai emitron il das geleiras

O escorregimento de detritos supragiaca a sisobre as

m rge is la crais, nos neremes des demas era a fo nace de morenas ateras, pelo proces de despejo donomo de dem os O matera comuda do pode também provir das paredes das casos. Ou ros does quis de more does qui de more de mo

tappadas, no tiem as chamadas morenas base

moranes e morenas com nuc ec de gelo (ne torea moranes 1 12,11 21). Diterentemente dos primeiros, estes apos nai têm uma forma ou orientação del nota em relação as geleiras. As primeiras depositam se a partir da zona basação gelo, atraves da ação de diversos processos que incluem o acuma o de detritos liberados por fusa o indepenento. Pormam um especie de tapete irregular () a unida de mais em de geleira constituem norienas de nucleo de clo. Sua fusão pode também provocar a formação de superfícias de terreno mameionadas (1 55, 11 16).

Alem das acima descritas, outras feições de terrenformam se subglacialmente, tornando se expostas quando a geleira recua. Incluem tanto feições moldadas pelcelo durante o seu avanço (amadha, canel cas, minenas do upo agene megateições lineares), quanto produzidas por outras processos subglaciais cristas de preene imient de amatien. Fig. 11,22

Dramtors são colmas de torma oval, do na him de altura, e 10 a 3 000m de comprimento, o se assimetrico, com um lado abrupto, a montante di para a geleira le um lado de decay dade mais suave a jusante. Sua composição é variada (till, sed mentos flavas gaciais e roch is do substrato) e sua origem controverida. São atribuadas a diferentes processos, de um os apais, aiojamento subglacia, fusão de gelorico en detritos e mesmo preenchimento de escavações subglaciais ou fluxir catastrofici de igua subglacial. A hipotese de origem por deformação, subglacial para ce, entrejanto, ser a mais aceita atua menti.

Orimina ocorrem em enxames, commido areas progaciais extensas expostas pe a renrada do gelo. Exem plos de estruturas do upo *ditanha* le ram registrados no





Fig. 11.22 a) diumini pleistocânico recoberto por vegetação. Wisconsin, EluiA a) cristos de #1 sobre planicie de lovagem giacia na frente da geleira 5 . Filippo de Mochosa matacad a plado na extremidade il manifante de un militar el Filippo de Carrier. Pare la Alic Rocha Campo.

neopaleozoteo da Bacia do Parana, Brasil. Morenas tipo mgu são também moldadas subglacialmente, transversais ao fluso de geio, adquirindo a forma de meia lua, com as pon as voltadas para o sentido do fluxo do geio. Ocorrem associad se a campos de drumlins.

Planicies progaciais expostas pelo recuo da geleira trequentemente mostram numeros as estruturas lineates, parale is, sob a forma de custas baixas (< 3 m). extrei as < 3 m), mais ou menos regularmente espaçadas, de comprimento variavel (até cerca de 100 m on mas, chimadas crisias de nil (fluier). Sua origem é itribi ida ao acúmulo de #//, areia e cascalho na sombra (a jusante) de obstaculo formado por matação ou grupo de clastos. A observação de imagens de satéltes de áreas giaciadas atuais levou ao reconhecimento de megal neações glaciais ou megacristas de till (megaflates), com ate dezenas de km de compramenta ,8 *0 km), largura de ate mais de um quilometro e espaçadas de 300 a 5,000m, hormas subglaciais moldadas pelo gelo podem ocorrer superpostas em razao de madanças na capacidade de deformação Ja geleira

Frações geomorticas não mouladas pelo gelo e, por tanto, não alm radas em relação ao movimento das gelemas podem também ser geraças e preservadas geologicamente. Incluem se aqua as enstas de preenchimento de crevasses. As custas têm uma dispos ção geométrica, refletindo o padrão de distribuição das areassa no gelo. Originam se pela in eção de tral subglacial em fendas e outras descontinuadades au ao longo de falhas de empurrão marginais, em guerras estignadas,

Fhuvio-glacial

O ambiente fluvio glacial resulta da formação de agua de dege o, pelo derrenmento de geleiras cue term nam em ambiente terrestre, sejam elas de vaie ou grandes mantos de gelo. Vale notar que correntes de agua de degelo tormam se so are e dentro de geleiras, porem o seu papel na sedimentação é negligenciável em relação ao das aguas subglaciais. A água gerada drena o substrato glaciado, erodindo, incorporando, transportando e depositane o sed mentos em baixo ou além das margens das geleiras, sobre a chamada planicie de lavagem glacial (outreath piant). As correntes e tios glaciais são, deste modo, importantes age ties de tetrabalhamento de paisagens glaciadas.

Embora o transporte e deposição de sedimentos em tuncis subgla ais possa ocorrer, a ação flúvio glacial subacrea e, sem duvida, mais visivei e relevante. O sistema fluvial que se torma na região proglacial e tipicamente do tipo de canais múltiplos, ou entrelaçado brotided). Os processos de sedimentação que ocorrem nesse ambiente são semetoantes aos da deposição fluvi al comum (Cap. 10), exceto pelo fato de a agua ser mais viscosa, por causa de sua temperatura mais baixa e densidade mais alta, e a descarga de água e sedamento variar diurnamente e sazonalmente. Estes fatores retardam o a sentamento das particulas sedimentares, facil tando o seu transporte.

O transporte de sedamentos no siste i a flavio glacial ocorre em suspensão e como carga de fundo, sende proporção entre os dois mecanismos grandemente varia vel. Valores entre 40% a 90% de carga de fundo soora o total de sectimentos são conhecidos na literatura. A pre sença de alta carga de fundo, a grando variação na discarga, ao la comentados, a em da erodib lidade al a (a fa cil crosão, das margens dos canais, explica a predomit aneia do sistema entrelaçado, na plan ele proglacia...

A distancia da geleira e o principar fator que et nivola as caracteristicas do sistema fluvio glacial. No zona mediatamente em contato com o gelo, os processo são mais complexos, por caus da variação na forma e posiça da margem do gelo e intercala o entre processos fluvas e de deposição de demitos glariogênicos aberad s pelo derretimento da geletra ou de gelo morto (1,311,23 A mesma complexidade è visível n is depositos resultantes Na região proximal, predomina o sistema luvia entreliçado, caracterizado por canais e barras de diferentes tipos. B rras longitudinais de cascalho, de forma losangalar em planta, almhadas paralelamente a subparalelame ite ao fluxo da agua predominam-Estratificação subparaleia horizonta, e a estrutura pred. minante, acompanhada por imbrigação do cascalho. A emdisso, arcias são depositadas em períodos de ágila mais baixa, como, por exemplo, ao final da temporida de fusão de geio. As arcias podem existr dunas e marcas onduladas migrantes. () componente arenoso tende i aumentar em relação do cascalho. Em condições intermedianas e cistas, predominam, na carga de fundo, a areia cascalhosa e às vezes areia pura (Fig. 1.23). O fluxo de agua concentrado em canais, espuradicamente, caractenza se por barras l'inguoides ou lobadas recobertas por dunas e marcas onduladas. Na planicie aluvial as arcias são mais taras e marcas onduladas predominam. Nesses locais, formam se depósitos de silte, luma e restos de raizes. Finalmente, nas zonas mais distantes, o semmento predominante é, geralmente, silte e o sistema de barras torna se menos pronunciado.

Glacio-lacustre

Lagos são uma das feições mais comuns de regisectidas pela ação placial e podem se formar en uma variedade de situações, seja na frente da geleira, na regia o proglicial, ou sunglacial e late

Uma maneira comum de formação do lagos e por represamento da agua de degelo pelos depositi s de norenas, na frente da cu lateralmente à geleira. As prias geletras podem cadsar o represamento, ca s padem também formar se em depressoes causadas pelo derretimento de massas de gel estagnado gelo morto dentro do sedimento glacial, criando os chamados agos de kettle. Fig. 11.13, 11.23. A concentração de água de degelo subglacial pode embern levar à formação de acum laciles embraxo director I mades exemples mas notavers differ sa iglaciacito, descoberto sobio manto de gelo da Antartica oriental, a mais de 3.60% m de profundidad. na area da estacao antartica rassa de Vostok. Finalmente, em esca a maior, grandes ligos proglaciais podem formar se unto à margam de mantos de geloem recuo, preenchendo depressões causadas pelo rebalvamento isostatico da crosta da Terra. (ap. 4), emr / o o enorme peso do gelo. Os comentanos abar yo referem se principalmente às formas mais comuns de licos glaciais, ou se a, os que se fo mam proglacialmente. Os processos que ai ocorrem são, em geral, aplicáveis a todos os tipos de massas de água dice clau as

A sedimentação e as cir cierísticas dos depósitos glecio lacustimos são controladas pelas propriedades tismas e químicas dos lagos (Cap. 10), daí a necessida di de entendê los. Temperatura, salinidade e o mitudo dio sedimento em suspensão, e em maito menor graia, a quantidade de gases dissolvidos (O₂, CO), etc., e pressão ludrostatica são fatores que influencia e i densidade da água de lagos, fator primordial que governa os processos que ai ocorrem

A variaça e sazonal da temperatura (ou seja, a variação de calor absorvido e dissipado pela agua durante o ano) afeta a estrutura ternuca, estratificação, circulação e o comportamento ecologico dos lagos. Durante o verso mentos desenvolvem uma estratificação for may a por camadas de água de temperatura e densidade distintis.

Ondas e corren es, a queda de *nemergi* e var ações de pressão atmosferica são os fenomenos responsivois pela circulação da agua dentro dos agos. A ação dos ventos e a queda de nebeigs são fatores que ponem produzir ondas. Alem de aterarem o tra som de sedimentos em suspensão, as ondas podem provocar mistura das ramadas superficiais di alterando a estrutura terrorea.







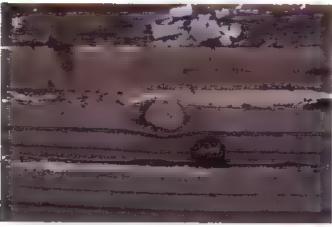
Fig. 11 23 a) torrente subgracia ettergindo da base di eller.
Saskatchewan, Montanhas Rochosas, Cipirada, mudanças na piscão do conditeira descrarga de agua desorgan zurri artireira gerunto à gelevira la derretimento de blocas de gelo martirecobertos de detritos, contribulipara a complexidade sed mento da regido b) regido dista do sistema fluvio giacia entrera in rio no Saskatchewan Montar has Rochosas. Car adá cinimas, planicia de avagemie delta lacustinno da geleira Pevio mesni local dade. Fotos a el cri Al C. Rocha Campos, bi Poulio R. di Janios.

Unitroducii i ce particulas sedimentares de uro de lagos gla . a e principamente pelas correntes . gua de degelo, que podem previr de distâncias variáveis, quando a margem das geleiras não esta em contato em a acua, ou por describa direta a partir de conca-· das geleiras ou em pisicao englacia Correntes de agua de occió que entram em lagos carregindo elimentos podem deslocar se until a superficie, ne meio ou rente ao fund, de lazo, depentendo de sea dens dade em relação a esale las Torman. is chamadas plumas de sedimento. Uma forma particular de descarga sedimentar pode a nea ocorrer pelo de pejo direto de particulas variatias, aberadas da maigem do gelo, em contato com a gua dos lagos. Os detritos glaciais provém de concentrações formadas supraglacialmente ou neludas na zona basal do gel tormalmente transportadas por agricos dos Posaque so denso. Outra maneira envolve a queda de paiticu as a partir do derretimento de massas fli tuantes de alo, is icebergs mecanismo denominado chuva

de partículas nata ont). Varios tipos de processos e depositos sedimentares estas relación de con smos

lattergy desprends os de marge de tato com las is incram certitos adiciogen con tandirem, gerando uma verdadeira "cheva" de partechas () caso mais conhectana de la camanho vertado, sobre as cemadas de de de la camanho vertado, sobre as cemadas de de de la camanho vertado, sobre as cemadas de de de la camanho vertado, sobre as cemadas de de de la camanho vertado, sobre as cemadas de de la camanho vertado, sobre as cemadas de de la camanho vertado, sobre as cemadas de desprendo e la camanho de massas de decidos prodem ser "desperacion" apor fusão basa, ou embore amento de massas de ou amada por certer mento local de reperso ancor, des no tando do de

O acumulo de par e las sedimentos se leva a formação de varios tipos de deptormas de terrenos se baquançais. A dispersa com a compassión de la





, , , ,

ticulas, sob a torma de sobrefluxos e interfluxos, trequentemente resulta na constituição de deltas marginais. **Deltas glaciolacustrinos** são tiplicamente constituidos de més con untos de camadas; os estratos camadas de topa (topsets), de frente forem e de unda bottom etc. (Fig. 123)

O itr s processos sedimentares comuns em lagos incluem a decattação de particulas em suspensão, que cobrum homogene, mente outros sedimentos, na parte central dos corpos de agua. Depositos marginais de lagos podem unda ser aferados e modificados por ondas. A contriba ção la genica e, entretanto, no gera, pouço ex pressiva.

I m regilies de lages não afetadas por processos sedimentares marginais, pode ocorrer a deposição de sedimentos ritir cos ou ritiricamente estratilizados, mi stranco alternancia de depositos grossos e finos. Os primeiros são termados por correntes de turbidez que caractenzam os fluxos de fundo. A interrupção da entrada de sed mentos, durante o inverno, quando a superfle e dos agos congela, permite a decantação do material em saspensão na agua sobre a camada ntenor. Em casos em que essa alternáncia é controlada sazonalmente, o estrato ou camada resultante e chama, a turne, 1g. 1124. Os fluxos de fundo, da rante o verao, quando a entrada de agua de degelo e mais ntensa, alternam-se com a decantação de particulas em suspensa a, durante o inverno, quando os lagos concelam e o rrentes densas de fundo cessam. O famoso varvito - res linficadas) da pedreira de Iru, SP Permo Carbon tero, ex be mu tas das características roma discui das

Aem dos deltas, outras formas de terreno ou teções geomorficas subaquaticas podem originar se, soba forma de morenas subaquaticas, geradas pelo avanço sazonal de geteiras, que empurram os cetritos glaciais. Podem também formar se terraços marginais, dos a variações da linha de costa dos lagus.

Ambiente periglacial

Limotra tipicos de clima trio, sujetto a conge amento do silo, processos e feições pengliciais não guardam obrigatoriamente relação de idade e proximidade com geleiras. São, pirtanto, essencialmente não glaciais Cindições penglaciais ocorrem em uma variedade exituações topigraticas e geograficas, de polares ate de baixa lautude, e de ambientes. Va e lembrar anida que varios processos que ocurrem em condições penglaciais não são exclusivos desse ambiente. Muitos processos e feições penglaciais ocorrem, entretanto, a uma relati va proximidade de geleiras, o que justifica a sua discussão juntamente com os fenomenos guariais propriamente citos.

No Pleistoceno do Hemisferio Norte conhecem se extensas áreas recobertas por depositos e fetções geomorficas periglaciais, que se formaram a ates mas centenas de quilômetros de distância da margem das geleiras. Contições periglaciais são conhecidas atual mente em regiões carcumpolares da parte norte da America do Norte, Europa e Asia. As concições octemperatura, entretanto, são ai, provavelmente, mais rigorosas do que as que existiam em latitudes medicassociatos aos mantos de gelo pleistocenicos do Hemisferio Norte.

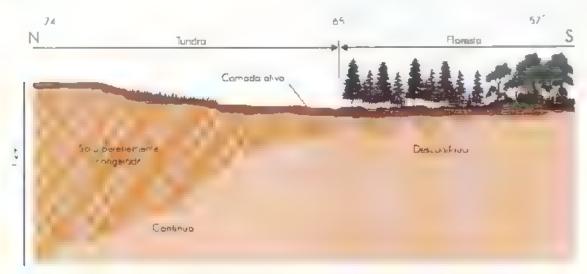


Fig. 11.25 Perf l'norte su mostrando a estrutura de solo perenemente congelado do norte do Cana da, a extrem dade norte da inhu de arvores doincide com o imite entre o solo cangelado continua e descontinua Fan e Eytes 1985

Uma caracteristica comum do solo de regiões submetidas a condições penglaciais e a presença de zon. de congelamento permanente da água intersticial, de nominado solo perenemente congelado permatriati Fig. 11.25) Atualmente, o permajost pode ocorrer ate i uma profund dade de 1 km ou mais nas áreas circumpolares. Em careção a latitudes mais baxas, a protandidade atingida pelo permajrost contanto diminul, passando a tormar uma camada menos espess , fragmentada permatrasi descontinuos Lonas ce permatrost são recobertas por camada de so o pouco espessa, atetada por congelamento e degelo sazonal, chamada camada anya. O limite inferior entre a camaca ativa e o permatrosi é charnado de nível do permatrost permatrost hi. I in alguns locais, o socioperenemente congelad i estende-se à piataforma con nnental, formando o permafrost su mumo

Solos e rochas das regiõis sob condições penglaciais são afetados por ama variedade de alterações físicas, resultando em estruturas e feicoes scomorficas varia das. Congel partição (codo raction traturamento e separação por congelamento) e congeliperturbação (congeliperturbação e mistura por congelamento são os processos principais que afetam camadas de solo e rocha decomposta em ambiente penglacial. Feições resultantes desses processos inclaem fraturamento e de formação de camadas do solo ou de rocha intemperizada, resultante do congelamento da água intersticial e penetração de massas de 20. Os chamamentos de consensor de penetração de massas de 20. Os chamamentos de consensor de penetração de massas de 20. Os chamamentos de consensor de penetração de massas de 20. Os chamamentos de consensor de penetração de massas de 20. Os chamamentos de consensor de penetração de massas de 20. Os chamamentos de consensor de penetração de massas de 20. Os chamamentos de consensor de consensor de 20. Os chamamentos de consensor de 20. Os chamamentos de consensor de 20. Os chamamentos de consensor de consensor de 20. Os chamamentos de 20. Os



Fig. 11.26 Pseudomorfo de Inha de gero em fri ple stocênico Minnesata E U A. O sedimento preencheu a espaço da 11 figa cunha, apos o derret mento do gela Fata Rocha-Campos

dos pinges, massas elevadas de solo geradas pel) cres el mento do gelo, solos estruturados, fraturados em padrao polg inal (patiernel grunda) e en ideformações ou involuções penglaciais, incluem se nessa categoria (Es., 1.26). O congelamento e detretimento repetido da agua do solo são responsáveis por processos de evolução de encostas nos ambientes perigiaciais, atraves de solidação do el diaxo ou tluxos de solo e rocha encharcados de agua, dos pela fusão do gelo. Estruturas de preenchimento de fendas tormadas em si lo pereneniente congelado de idade neopaleozoica foram identificados em nochas permo-carboniferas do Brasi

Os ambientes periglaciais podem também ser afetados pela ação do vento sebre superficies mativas, sem cobertura vegetal, formando deprisitos de silicidareia, de rizoave espessara, as vezes si bia forma de danas. O tipo mais connecido de deposito eol de galeial é, sem quívida, o toesa, constituado de silicidalem bem selecionado, depositado em ambientes per a de baixa um dade. Depositos de toesa piesto cencos são bem conhecidos no interior dos continentes na Rassia. China e Meio Oeste dos E.U. Al, onde podem colhor áreas extensas, de mais de 500,000 km², e am qui espessaras superiores a 200 m.

11.3 Ação Glacial Marinha

Geleiras que chegam até o atoral podern au mar, internando se nele ilerradas, isto é, arrastando se sobre o substrato, ou flutuantes, e passar a influenciar processos e depositos sedimentires que ai ocorrem

Em varios ocais da Terra, geleiras entram em conta to com o mar, no fundo ou na boca de entall es costoros, dentre os quais os mais e inhecidos são os flordes. Estes upos de ambiente constituem estuanos influenciados por geleiras. Em outros, as geleiras atrogem diretamente o mar aberto. As condições relativas a varios fatores ambientais são suficientemente dis intas, em cada caso, para merecer uma discussão em separado

11.3.1 Ambiente glácio-estuarino

Frordes são um npo de estuar o glacido caracteriza do por grande profundidade (até mais de 1,000 m), de modo geral cercados por relevo montanhoso escarpa do. Sua mortologia é similar à dos vales quertirs e a decla idade abrupta de suas paredes sugere ação intensa da aorasão glacial. A submergência pos glacia dos forces atuais (da ordem de 1,000m) não especa a sua grande profundidade, resultante de intensa crosão glacia, ao lon

go de vales pre existentes. O assoalho dos fiordes carac eriza su pula presença de uma bacia profunda submersa, deum tada por saliencias do embasamento. A presença de uma dessas elevações, junto à boca do fionle, o chamado *oll*, restringe sua comunicação com o mar aberto. Fiordes existem boje nas costas de varias regiões da Terra (Noruega, Chije, Canada, Antartica etc., Em tados a juntidos acima de 45°

As condições hidrograficas e os processos sedimentares em ficides são controlad sipor yários tatores. O inflaxo de agua doce, a partir do detretimento de geleiras e do gelo do mar (ou banquisa, camada delgada de agua do mar que congela sazo numente; l'g. 11.2) ou de nos que desembocam nos estuarios, o efetto das marés e da força de Comolis aesvio das correntes de ora a que entram no estuano, causado pela rotação da Terra), a entrada de sedimentos trazidos pelas correntes de agua de degelo e a floculação de particulas sedimentares (principalmente argilas, são os principais.

Como e de se esperar, a variaça das mares tem grande influencia não so na circulação da massa de agua, como também na esta audade de se enas em contato com o mar. A presença de gelo do mar em maitos fiordes provoca a formação de agua salina dense e de estranficação no corpo de água. A entrada de sema de

degelo e de nos, no verão, untamente com a de agua marinha, mais densa, gera um sistema de circulação den tro dos flordes. Condições euxínic « (redução no teor de oxigênio podem ocorrer nas bacias profundas de nordes, on, e a circulação é deficiente — exoes das frentes das geleiras produzidas pela variação das mares estimulam sua desintegração e a produção de aeto:

Além do aporte realizado por nos e agua de dege o, outros processos são responsavais pela introduce o de particulas sed mentares nos fiordes (Fig. 11.27, Dentre estes, temos a queda de particulas a partar de nebergi, avalanches de rocha e/ ou neve de regiões mon tanhos sique flanqueiam os estuanos e transporte pelo vento. Padrões de sed mentação glacio estuarina distintos são reconhecidos entre fior, es parcialmente ocupados por geleiras e naqueles entique depositos flavio glaciais, formados pelo recuo de geleiras, ocupam a cabeceira dos estuanos.

No primeiro caso, depositos de sedimentos mais grossos ocorrem comuniente na frente da geletia, pelo acimula proglacial, relativamente rapido de particulas aberadas da base do gelo por fusão, ou de origem supraglicial. Arcias e sed mentos mais finos entram nos tiordes trazidos por correntes de agua de degelo subglaciais. Mudanças lateras na posição das correntes provocam heterogene dade dos depositos. Pluxo

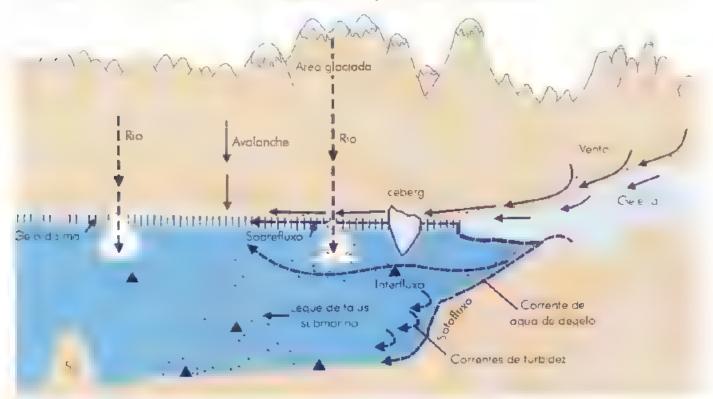


Fig. 11.27 Esquema de estuário glácia mostrando processos de entrada e transporte de sed membs la gelicia en contato com a agua. Sed mentos introduz dos pela água de degelo dis ribuem se através de solo, in en e sobre luxos. Outros mecanismos incluent yento, nos, avalanches e icebergs. Fonte. Drewry, 1987.

grav actorial de sedimentos (diamieto e areia), sobre encostas submarinas geradas pera acumulação sedimentar redistribuem nos junto às geleiras ou na parte ma sinterna dos estuarios. Outros processos sedimentares neluem a ação de *temergi* na liberação de clastos e particulas mais tinas, que se intercalam com os depositos de flexo gravitaciona.

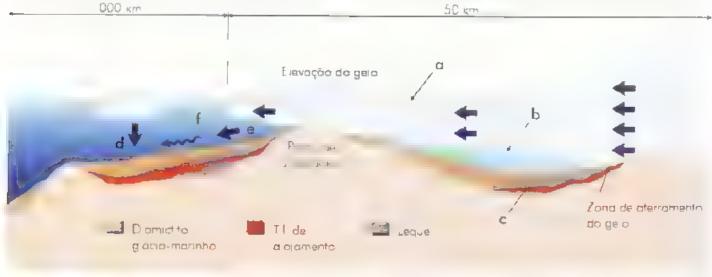
Nos cas is em que a frente da geleira recuciu para o interior, desagando-se do corpo de agua, delras ou le ques de sediment is, formados pelo acuma o marginal de detritos, avançam em direção a cabecuna dos fiordes, alterando o seu padrão deposicional, Nestas condições. platicies de lavagem normalmente intercalam se entre as geleiras e os celtas. A maior parte dos sedimentos grossos e, unao, ai renda, predominando, nos fiordes, os sedimentos finis. Processos comuns de redistribução do sed mentos, nesses i pes de estaário, incluem fluxos enivitaci, nais de sedimentos, particularmente, correntes de fatbidez. Clasios e outros dermos caidos de imberg. sao, evidentemente, raros ou nexistentes. Outras comibulções secimentares são dadas pela acuminação de aganismos e de material biogenico no fundo dos fiordes. Is duas situações acima descritas podem corresponder i diferentes fases da eyolação de um fiorde. De uma namera aproximada, as sociações de facies resultantes ne uem tres tipos, facies de contato de gelo, facies de delta e prata e facies de fundo de fiorde. As facies podem, entretarro, suceder se de mado complevo, e arante t historia deposiciona, do estuario,

Como se percebe, o contexto deposicional dis estuanos glaciais é similar ao de lagos proglaciais, anteriormente tratidos. Do mesmo modo, sa ctambém semelhantes as dos agos as formas de terreno geradas no ambiente glacio estuarino. Alem de deltas e leques de sedimentos proglaciais, ocurrem anida acumu acões de sedimentos "despeiados" das frentes de adeiras em contato com o mar e varios up a de cris tas ou bancos proglaciais de tila ou detritos (morenas de empurrao). Estas fe çoes são formadas por empurrao de geicias ou por concentração de sed mentos gerados pela asão do gelo.

Depos tos glatiais acopaleozo cos do Brist ocorrem em vales pre-glacia sacentíficados como palecestuarais

11.3.2 Ambiente glácio-marinho

Quando o colume de gelo de ama região e sua taxa de descarga no mar são altos, cootre uma depressa glam essistica causada pelo peso da massa de gelo sobre a crosta da Terra, e submergencia do substrato margina, sobre o qua, o gelo se assenia. Nessas condições, porços dos mantos de gelo pocem avançar madadento aterrados e, a partir de certa altaros e cumada anha ou zona de aterramento 1 g 11.25 do rure inselhatuantes, projetando se sobra forma de plat tormas da linguas de gelo (Tigso 1.1, 11.2) em resposta to ace gaçamento da geleira causado pelo mate intento do gelo A maior parte dos secomentos transportaços na base da geleira e liberada na zona de aterramento. Deste modo, e imitado o aporte de de nitos aterramento. Deste modo, e imitado o aporte de de nitos aterramento. Deste modo, e imitado o aporte de de nitos aterramento. Deste modo, e imitado o aporte de de nitos aterramento. Deste modo, e imitado o aporte de de nitos aterramento. Deste modo, e imitado o aporte de de nitos aterramentos da seguidado pela fusa, liberados pela fusa, basa do gelo ou, mais distamento,



debas fos de leque formados durante avanço prévia de geleira afenada, al deposição por chuya de de li os a partir de cebergs, el ressed mentação de alam cto it) retroba homento por carren es marinhas, setas horizan a sindicam velacidade relativa de filixade galo. Fonte Eyles e Menzies, 1984

the rate of the contract of th

a partir de noure. Sas predominantemente depositos finos, amosos. Plataformas e inquas de gelo são, entretanto, instavois quem opiecas do balanco de massa negativo, podem e esimegrar se el recuar até a margem confinenca, ou ainda a terra emersa onde formam geleiras de mare ocgele tas a terradas, respectivamente. As extensas plataformas de Ross e Weedo Fochber na Antarica, têm cada ana mais de 500000 km, de área, portanto, superior a da Franca.

Var os fatores que influenciam a deposição de sed mentos em este ar os aterados pela ação de geleiras encidição maritha, torquido Cirtolis, entrada de sed mentos, floculação lete, são também relevantes no caso de ambientes glacio marithos dierias. Outros, com por exemplo a estratificação da massa de agua, são de pouca importância. O patituo de o realação da massa de agua ditere, pois, salistancial mento da que caracteriza os ambientes electo mainibios confinacios.

Acm dos a retendos, exersos outros tatores incerierem na sedimentaca e gado marinha, tas como, regime termico basal da gelena, as caracteristicas da massa de agoa, a energia das oneas, a batametra e o recvo do fancio maraño. De pare calar importanta são o regime termico basal e a cara nica co fluxe de gelo, esta a discardo no natio deste topico. Resta nos o premeiros. Diferenças no regime termico basal de terminam o volume de acua de dege o moduzido pe as geleiras, o que, por sua vez, influencia a cuantidade de sed no tios que ni age o arab eme mara ha. Em geleiras de base quente, a agua de dege o subglaciai remove

es prodatos da aros es gla a trapsportando os pera o mar. Neu caco cas relares de base tra, a agua de degado e restrita sa mes sica cambia, poar o sed mento a tinge o am sente minimo.

Demoorace, seam name of the manufacture of a militarity state of minimum and contact seates of a again combinate and contact some of the manufacture of a superstance of the state of the s

subglacia s de agua de degele carreganeo sedimentos são introduzidas no mar, sob a forma de flexos de superficie ou de fundo (plumas de sedimentos). Os sestimentos suspensos nas plumas assentam se ou decan am se, procosse que pode ser acclorado pela floculação de partida isargilosas em contato com a igua do mar. Des gregacclerada da margem de gote ras i tanol as e tenomeno. comum. Esse processo leva e produção attensa de tertergo Finalmenae, a são de avoergo e ou o seu emborcamento. eva a liberação de demnos es findos no gelo, a distancias variaveis das geleiras. Purne das da chiava de detritos, proremente de principa, no com e la tos isolados e quantidades carravers du forgonen os mais finos. I m a gans casos, estes formani depositos semelhantes a till de iom nacos erromeamente tal. de ceposição subaquas ca acuterlan tills Ligs. 11, 18t Lelegy podem unda re-nobilizar secnentos ao se arrastarem sobre fund, s man, h is risos,

Deposi os glacio nuent os estao tanten, suje os a retrabalhamento por correntes marinhas de fundo e a ressedimentação por fluxo gravitacional de sedamentos des izamento, fluxos de detritos e, ou tanto, acum 1 dos sobre derlives. Esta movi neita, ao pode atada gerar correntes de turo dez.

No context i das variações restat intes calinadar, ao dos i tores aci na men formal se el strata se estangair dois subrambientes glucio marátinos distintos, do ponto de vista da ceptos quo secon entar. O glácio-marinho prosima i inclaindo a zona de contaro com a morgem da geletra e toga e o ateninho destal. Empora a distinto a a partor do trente.



Fig 11 29 Depositos processos e la goes sedimenta es do ambiente placio trat in la provincia a sed mentos mai mos ceta riudias pero avanço anterio i do peleria, bi bancos us moveros relembutião, ci sed mento grossa de leque de tavagem subalturad di dicirio il lus grossas estraticadas, ei lama di amichos de zona de cetera, filho de polamento gi cie il subtreque e cara americados de canalinh, canalide agua de degela sub para di celebra in introducto deltros i deltros i deltros subragionals.

das geleiras se a utilizada para definir o limite entre as duas regiões, (1 100 km e mais de 100 km, res pectivamente), elas sao melhor catacterizadas pe os processos sedimentares que ocorrem tipicamente em cada uma de as.

Depositos sedimentares típicos do ambiente gláciomanoli i proximal (Fig. 11.29), também denominados proglaciais subaquáticos, incluem leques subaquáticos de seixos e areias, i amictos, ama e till stricto senso, formados proximo e sob a inflacitia de margem glacial aterrida. Leques subaquáticos acumulam se junto a abertura de condutos subglaciais ou englaciais. Areias de leque is bem estratificações cruzadas, enquanto depositos de canais distributanos de leques (cascado e areia mostram est atificação plano paralela ou gradacional. Tilla e outros depos tos dessa região podem formar bancos de moreiras (moracio banka) ou moreinas de empurrão construidos pelo avanço ou oscilação da margem das geleiras em recessão. Esses depositos exisem deforma ções guicio-tectônicas.

Processos sedimentares não glaciais dominam o subambiente glacio-marinho distal. Depósitos caracteristicos englobam os formad sia partir de sedimentos em suspensão e de chuva de deintos I berados de relegis (1º g.11.28). Dependendo da disponibilidade e dispersão desses detinos, as unidades sedimentares giacio marinhas podem ser muito extensas, e apresentar geometria tabular e estratigrafía mais organizada do que no caso dos depos tos formados em fiordes ou no ambiente glaciomario to proxima.

Remobi vação de sedimentes por fluxo gravitacional de massa e o seu retrabalhamento por correntes de fundo são comuns no subambiente distal. Mais afastado dos eques, depositos resultantes de cleaniação de sed mentos e de chava de detritos de nevergi são comuns. Também aqui, novergi podem revolver o fundo com suas quilhas, alterando os sedimentos depositados.

Depositos atribuldos tanto ao subambiente glacio proximal quanto ao glacio-distal foram reconhecidos em rochas glaciais neopaleozoicas do Brasi.

11.4 Glaciação ao Longo do Tempo Geológico

O registro geologico da história da Terra preservado has rochas e fosseis indica que o nosso planeta passou por longos penodos alternados de resfinamento e aquecimento global. Na literatura atual, esses intervalos são co numente chamados de estados de Terra refrigerador (m house) e Terra estufa greentouse. No simiervalos de retrigeração da Terra terra havido a expansão das geleiras nas altas latitudes do planeta, correspondendo às chamadas idades glaciais. Restrição ou desaparecimento das geleiras caracterizariam as fases estufa, quando r corretta un implicamento global. Alguns autores enticam o aso dos termis acima, tendo em vista eles entatizarem mudanças camaticas ligadas ao acumulo de gases do efeito estuda na atmostera (gás carbônico, metano etc.)

Além dessas oscilações maiores, outras flutuações domenor porte foram reconhecidas na historia elimatica. Tarra. Serão elas cratadas mius i diante, juntamento com a consideração das possiveis causas das idides glaciais.

Um aspecto de trac al importáncia na discussão als historia glacia, da Tetra refere se a questão do reconhecimento de evidencias geo ógicas das gadiações e de sua preservação no registro geológico.

Mortologias tipicas de abrasão glacial (vaies em "l rochas moutoanées, payamentos estriados etc., são conside rados indicios diretos da presença pretenta de gelecias Depós ras do upo tili e tilito, contendo seixos de composição variada, muitas vezes face ados e es midis, frequentemente associad is as ferções abrasivas, consultiem outras indicações. Sua separa en de autros di micos diamientos de origem diversa, e sa tectoricos, dep isnos de movimento gravitacional de massi, cos con o desizamentos, flux is de detritos etc., é freque iteniente contri vertida. A presença de clastos, solados, e spersos em sed mentos finos, laminados, deformando os estratos entre os quas se intercalam, é i sada como indicação da presença preterna de uebrgo em um corpo de agua. Outros apos de gelo flutuante (geso sazonal, não ligados à presença de geleiras, sao também capazes de produzar clastos caidos. Clastos podem ser liberados de raizes de arvores e algas flutuantes às quais estão preses.

cochas da Terra podem e inter indicios indiretos da ocorrência de antigas glaciações. Mudanças no nivel do mar associadas a avanços e recuos de geleiras con unentais, variações em razões is aopicas (**O/*O; C/*C) e outros tipos de alterações geoquimicas, registradas em rochas e fosseis, podem tornecer indicios de periodos de aquecimento e restriamento e Terra. Fases matinhas transgressivas e regressivas distinguidas nas sucessicas sedimentares, sob a tormo de repetições cicucas de sucessões de estratos, como

ocorre nos ciclotemas do Penshantano (Carbonifero se perior da America do Norte, podem refleir o efente das glaciações neopaleozoitas coevas de Gondwana Variações controladas sazonalmente, ligadas as eliciações estão refletidas nas argilas várvicas forma das nos lagos pleistocênicos e no seu correspondente atricado, o varvito, sob a forma de repetor de partes de I tologias formadas no verão e inverno do mes no ano. Sedimentos de aspecto riunico, os cha mados ritinitos, podem ter origem diferente, e representar depositas de correntes de terbidez distais na de decimação de sed mentos finos.

Viem de suas possíveis relações de causa e efeito com fases de crosomento e desagrogação de geleiras, as características tectóricas das regiões glaciadas parecem ser de fundamental importância para a preservação dos depositos glaciais no registro geológico. De modo geral, depositos glaciais terrestres, como os do Pieistoceno da America do Norte e da Elaropa, tem pouca probabilidade de serem conservados per terem ficado expostos a erosão posterior. Por causa do carater, por assim dizer, "autofagico", da giaciação, que a cada avanço da geleira destrói os seus próprios depositos previos, retrabalhando-os, somente o registro da ultima fase glacial tem mais chance de ser melhor. representado geologicamente. Na America do Norte, por exempla, « o os sedimentos da última glaciação, ocorridorio Wisconsiniano (parte final do Pleistoceno), os que estão me hor expostos hoje.

Sitos commentais aptos a preservar o registro gla cial antignisão raros. De modo geral, a probabilidade de sobrevivencia dos sedimentos e maior em locais suleitos a subsidencia, rais como bacias intracratônicas tectiona amenie atxas, fossas tectônicas, hacias de pree pos arco etc. A constatação da predominancia de depositos giacio marinhos no registro geológico de electações pré pleitocênicas é perfentamente consistente com o corto o comi-

No intervalo geologico que vai do Neoproterozóico, parte final do Prê-Cambriane) até o Cenozóico, incusive, abrangendo um interva o de cerca de um bilhao de anos, evidencias de seis idades glaciais fo ram reconhecidas no registro geológico, sendo dias no Neopre terozóico e quatre no Fanerozóico (Ordoviciano superior-Si ariano interior, Devontano superior, Permo Carbonifero e Terciano superior Pleiste ceno). E ses de refrigeração terrestre menos adequadamente conhecidas podem ter ocorrido em epocas mais remotas, no Paleoproterozoico e mesmo

no Arqueano. Os dados disponiveis não permitem, entretanto, reconhecer um padrão de repetição efel ca de fases de Terra retrigerador e estufa (Fig. 1130).

Embora si com país predeminantemente tropical, existem indícios convincentes da ocorrencia pretenta de cinco dessas idades glaciais no Bras Uno Neoproterozoteo (duas). Siluriano inferior Ordoviciano superior, Devoniano superior, e Permo-Carbomícro. Seus ili positos estao extens vamente distribu dos nas bacias sedimentares brasileiras. Muitos exemplos de depositos e feições apicos da ação glacial do gelo estão excelentemente preservados nessas rochas.

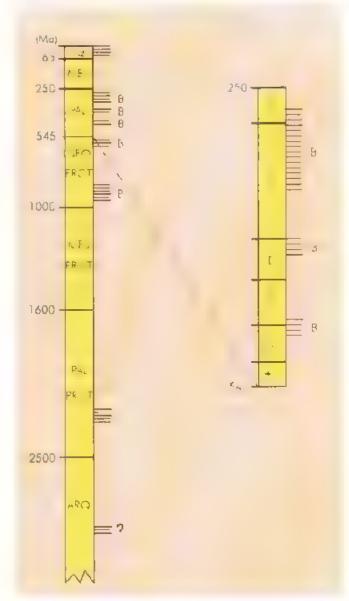


Fig. 11.30 Distribuição crandióg da das idades glaciais da Teira, notar a grande duração da idade glaciai permo carban tera 100 Mai, ARQ Arqueamo PAL PROT Paleoproterazá do MES PROT Mesoproterazado, NEO PROT Neopraterazá do PAL Paleozado MES Mesozoldo, Cz. Cehaza do E. Cambriano, O Ordoviciano, S. S. Unario, D. Devaniario, C. Carban tero P. Permiano

11.5 Causas das Glaciações

Um disaspectos ainda problematicos da historia ca minica da Terra envolve o esclarcemento da cassa pa causas da alternarica en resperiodos de restramento e aquecamento global.

Um grande número de fatores influenciadores das mudanças e imaticas são discatidos na literatura. De modo geral, eles podem ser agrapados em quatro categorias principais, envolvendos a) variações na radisção solar, li varia des na composição da atmosfera terrestre, e, alterações na pesição paicogeográfica na posição de oceados e contrateles e nas característica destes; if) causas extra terrenas.

Variações na radiação solar causadas por mudanças astronomicas ou orbin iis da Terra têm importância basiva para o entencimento das mudanças climaticas. Alguns autores propuse am que, ni ma escala de tempo mais longa, alteraçõe na qua indiade de radiação solar podem ocorrer em razão da rotação do sistema solar ac recor do ervo de nossa graxia. Durante esse evento, que dura terca de 300 Ma, a Terra passe na atrives de duas nuvens de concentra do de hidrogenio, o que provocaria, a cada 140 Ma, red. ção na recepção da radiação solar pela Terra. A resultante periodicie ade das idades glaciais sugerida pela impoteste ja cada 150 Ma), não encontra, entretamo, apoto nos dados atraits do registro geológico.

Ri mos i rbita de peri dicidade menor, também com possiveis efeitos sobre mudanças elimaticas e a Terra, feram identificadas primeiramente pelo astronomo agoslavo Milutin Milankovitch, que os ambunuais segu mes processes (Fig. 11-31).

mel nação axial, refere se a variação do e xo de rotação da Terra em relação ao plano da eliptica, pla no da orbita actrestre em torno do So.). O ângalo, bojo de 23,5 , isci a entre 24,5 le 21,5 la cada 41,000 anos , kianos .

b) excentre dade da orbita terrestre a cada 9. K mes em media, a orbita da Terra passa de capita a circular;

c precessão dos ecumocios trausada pela escracacido cisto da Terra, em razão da atração gravitacional da Lua e do Sol, configurando am cone, em media e cacidada Aignos.

Vacao comunta desses ritm is orbitais privocura oes ciclicas na intensidade e distribatição sazonal da tadação soar recebida pela Terra, influenciando a dara

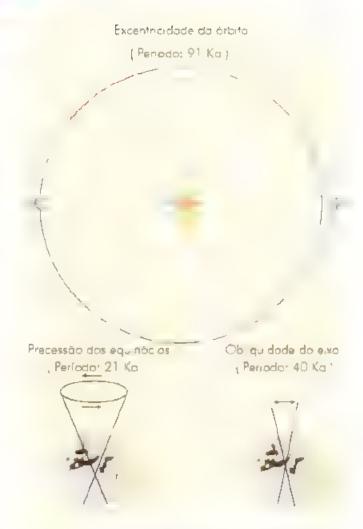


Fig. 11.31 Diagrama dos ritmos orbitais de M. ankay teh. Fon te. Eyles. 1993.

ção do periodo de degelo do verso, de modo que a neve depositada no inverse não defectura co ripletamente em certas ocasões. Com o creseimento das areas cobertas por neve, mais aiz so ar se o refletica, o chamadalbedo, ou poder difusor da laz, aumentaria, pern intodo o aparecime to das grandes massas de gel.

Didos sobre varia no na fazao entre "O/"O, a par nir da analise de restas (entapaças de for; miniferes preservados em sedimentos marinnos cenozoteos, apo am a hipotese de controle astronomico sobre a repetica o petiodica de fases alaciais e intergaleiais, dorante os alimos 3 milhoes de anos. Em epocas de erescimento dos mantos de gelo, a razão "O/"O acmentario por causa da retenção de "O no gelo continen al

A extensão dos chamados extos ao Milankovi en leora duração de cerca de 100.000 mesto alaminte o resto do Lanerozoico e, entretan o, materia controvertida. Alem disso, pensa se que as ciclos seiam, por si so, insubcientes para provocar o crescimento e desaparece nento dos mantos de gelo. Outros fatores podem entao ampaña los, dentre e quais, as madanças na concentrar o de gases do cierto estufa na armosfera

O aumento de CO na atmosfera durante as erupções valcanicas crops derada fator funcamental no controle de sua concentração na atmostera. Mem do vulcanismo, fases de exp. usão do fundo oceánico, rogenese e transgressão marinha resultariam em produção de CO. Em comrapartida, fases de levan-11 h hssac all doso correspondenam a epocas de mair retirada de CO da atm stera, afraves da exposição mais extensadas platatermas confinentais ao I have a section to seb a agao de CO, dissolvido na una ac di icando a.

A correlação entre a concentração de massas concenenta sino polo e mudanças eustaticas de longa duração, e a neorrencia de fases de retingeração giobal são uma ndicação da relevancia da distribu ção dos continentes e oceanos na variação climatica da "erra. O patirão de distribito i e cron il gia das giactações que afetaram o continente de Gondwana, durante a Era Pile zorca (Fig.11.32), podem ter segu do o modelo de migração dos centros glaci, is, resultante da passagem do se percontinente pelo po o sul. Uma situação paradoxal, no que diz respeito ao conceito acima, envolve a ocorrencia, em maitas parties do mando, de depositos glaciais na região equate nal, durante o Neoproterozoico, Segundo a recente li potese da Terra bola de neve minimali I arth, a diminusção gional, da temperatura em resposta, por exemplo, à retirada de CO, da atmosfera, pelo intemperismo de rocaas (e iamado de efeito anti-estufa, podena ter avado a expansão dos mantos de gelo ate as baixas, antudes da Terra.

Grandes massas confinentais situadas em altas lastuces podem permitur a acumulação de neve, o que, por sua vez, o niforme vimos, aumenta a refletividade da luz

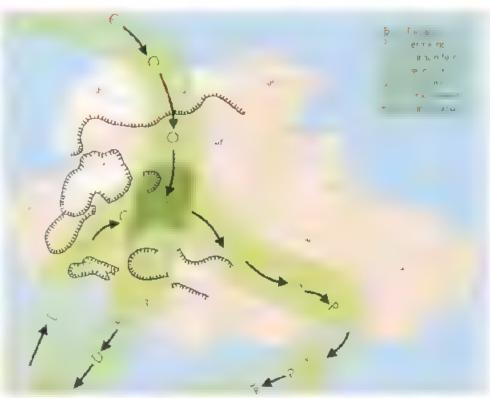


Fig. 11 32 Migração polar do Gandwana durante o Paleozóico, a possagem co supercontinente atraves dos polos podena explicar a distribuição dos depósitos de diferentes idades preservadas, em numerosas bacias sed mentares den tracados abaixo 1 3 Norte da Africa, 4 Gana, 5: Gabão, 6 Pornaiba, 7: Amazonas, 8 Sol mões, 9 Cancañir., 10 Porana, 11 Karoa; 12: Capo, 13, Andes, 14 Manteninas Transantáricas 15 india.

solar, colaborando para a dim na quo da temperatura global. Mudanças na circulação or a sa e atmos a produzadas por diferentes configurações paleogeográficas e alutudes dos confinentes da Terra seriam, pois, um fator importante.

rinalmente, causas extra errenas tem sido também invocadas para explicar a alternancia de fases de restriamento e aquecimento da Terra. O lançamento de grande quanndade de poeira na atmostera, resultante do impacto de bolido ou ecrpo celeste sobre a seperficie do planeta, tem sido aventado como causa de resfinamento, pelo bioque o da radiaças solar 1 e to contrário ocorreria se o impacto se desse sobre o oceano. Neste caso, a vaporização da agual evaria a formação de navens, resultando em fase de aquecimento.

Da leitura dessa sintesa, percebe se ser dificil apontar claramente os tatores de primeira ordem controladores das variações de temperatura ocorridas na Terra, sen do provável que as idades glaciais do planeta tenham resultado de combinação de fatores incluinco madan cas paleogeográficas e variação na composição da atmosfera.

Leituras recomendadas

- BENETT, M. R. GLASSER, N. F. Glactal Geology. Ice Sheets and Landforms. New York: John Wiley, 1996.
- EMBLETON, C.; KING, C., A. M. Glacial Geomorphology. London. Edward Arnold, 1975.
- EYLES, N. (Ed.) Glacial Geology. An Introduction for Engineers and Earth Saentists. Oxford: Pergamon Press, 1983.
- HAMBREY, M.; HARLAND, W. B. (Eds.). Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. Cambridge: Cambridge University Press, 1975.
- HARLAND, M.; ALEAN, J. Gladers. Cambridge: Camondge University Press, 1992.
- IMBRIE, J.; IMBRIE, K. P. Ice Ages, Solving the Mystery. Cambridge: Harvard University Press, 1986.
- MENDES, J. C. Elementos de Estratigrafia. Sàc. Paulo: Edusp, 1984.
- SHARP, R. P. Laving Ice: Understanding Glaciers and Glaciation. Cambridge: Cambridge University Press, 1988.



Joel Barbujiani Sigolo

las partículas de areia carregadas pelo vento forte ao caminhar em uma praia? Esse é o mais simples exemplo de deslocamento de partículas em função da ação do vento e conhecida como ação eólica. Esta atividade esta associada à dinâmica externa terrestre e mode a a superfície da Terra, particularmente, nas regiões dos desertos

O movimento das massas de ar representa mais um dos fenômenos dinâmicos importantes observados no planeta e pode ter intensidade muito variável. Frequentemente, são noticiados na imprensa deslocamentos de ar catastróficos, associados a furações e tornados com seus efeitos devastadores sobre a superfície da Terra. Através desses fenômenos atmosféricos, partículas de areia e poeira podem ser transportadas por milhares de quilômetros. Com a diminuição da energia de movimento das massas de ar, as partículas carregadas depositam-se em diversos ambientes terrestres, desde continentais até occânicos, passando a participar de outros processos da dinámica externa. Nas áreas continentais, estas partículas depositam-se sobre todas as superfícies desde as montanhas até as planícies. A atividade eolica re presenta assim um conjunto de fenômenos de erosão, transporte e sedimentação promovidos pelo vento. Os materiais movimentados e depositados nesse processo são denominados sedimentos eólicos.

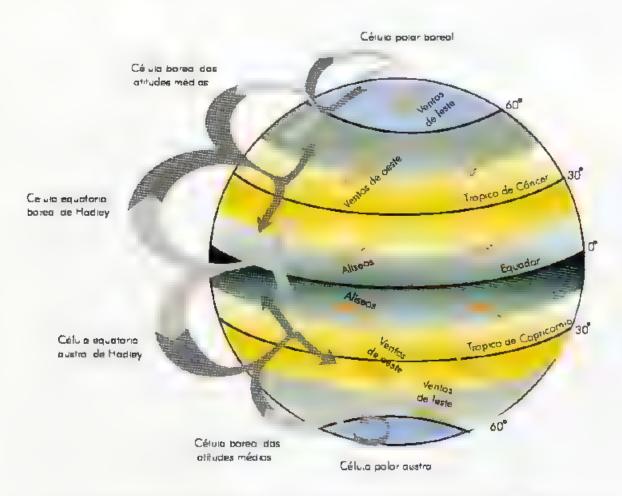


Fig. 12 1 Madela simplificado da circulação atmosférica resultante das diferenças de aquecimento entre as regiões de iatitudes baixas e altos e da rotação tertestre

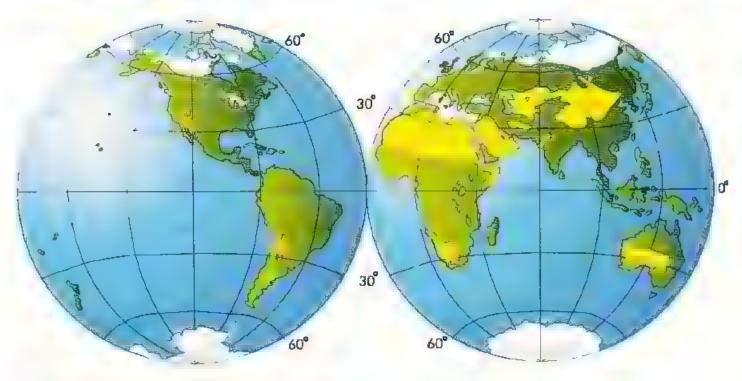


Fig. 12 2 Distribuição das principais áreas desérticas tem amarelo) na Terro.

O deslocamento das massas de ar, formando os ventos, é fruto de diferenças de temperatura e, por tanto, de densidade, nessas massas de ar. Essas diferenças são geradas pera maior ou menor incidência de energia solar sobre a superficie do planeta em função da latitude e da estação do ano e pela diferença do albedo. Este termo diz respeito â proporção entre a energia solar refletida e a energia solar incidente, revelando, assim, a capacidade de absorção da energia solar dos materiais terrestres (florestas, rios, lagos, desertos, oceanos e geleiras continentais).

O aquecimento mais intenso das zonas equatonais em relação às zonas polares origina lenta circulação geral das massas de ar. Cada hemisfério apresenta três celulas de circulação (Fig. 12.1). O ar ascendente no Equador e nas latitudes 60° N e S forma zonas de baixa pri ssão, enquanto o ar descendente nas latitudes de cerca de 30º N e S e nos pólos gera as zonas de alta pressão. Deste modo, as massas de ar fluem das zonas de alta pressão (de tendência descendente) para as de baixa pressão (de tendência ascendente). Devido à força de Conolis resultante da rotação terrestre, esses movimentos produzem rotações voltadas em getal para a direita (de oeste para leste) no nemisfério Norte, e para a esquetda (de leste para oeste) no nemistério Sal. A essas células correspondem três sistemas de ventos dominantes para cada hemisferio: os aliseos das latitudes intertropicais, os ventos de oeste das latitudes médias e os ventos de leste das regiões polares. Esse esquema relativamente simples complica-se na prática devido às interações desses ventos com os liceanos, elevações terrestres e turbulências atmos féricas temporárias.

As regiões do planeta mais sujeitas à atividade eólica são os denominados desertos absolutos - regiões na Terra onde inexiste água em estado Liquido. Exemplos desse tipo de deserto situam-se no Continente Antarnco e na Groenlanda, onde a água se encontra no estado sólido sob a forma de espessas massas de gelo e neve. Assim, nesses desertos quave não existem grãos de areia e de poeira. Porém, os desertos mais conhecidos compreendem imensas áreas de precipitação anua. muito baixa (ou mesmo mexistente), com elevado grau de evaporação e intensa atuação de ventos. As áreas desérucas mais expressivas no planeta são o Saara na Africa, Atacama no Chile, Gobi na Mongólia e China, Arábia, sudoeste dos Estados Unidos e a parte centra. da Austrália (Figura 12.2) Essas regiões descrticas muito quentes costumam localizar-se nas baixas latitudes (entre 30°, de latitude norte e 30°, de latitude sul). Nesses locais, de modo geral, os processos de crosão, transporte e sedimentação de materiais são comunidados pela ação dos ventos, a não ser nas áreas ou nos periodos, pouco frequentes, em que as partículas encontram se umedecidas e, portanto, mais coesas.

Nessas areas deserbeas observam se regiões contras de area cuja magnitude permite defini las como mares de areia. Boa parte dessas regiões encontras submenda a ação dos ventos, que desloca e redeposita grandes quantidades e e a eta ao sabor das direcões preferenciais dos ventos mais tortes. For exemplo, em 90 filories ventos do Saara transportaram mais de 4 minors de toneladas de area e poema, depositando este mitera i sobre 1,5 milhão de quilôme i as quadrades da finopa. Outro exemplo e observado nos navios e qui trajeto passa proximo a região de Cabo Verde no seste da Minimere ebendo em seus conveses frequentes do Saara, a mais de 1,000 km de distincia.

Usse tenomeno de transporte e sedimentação ocorcot diam men e mas areas costeiras do planera e não somente nos desertas absolutos. Es sempre comandado por ventos fortes decorrentes, em altima analise das diterenças de albedo e de troca de calor entre o mir, o commente e a atmosfera. Como nas areas desertiças, esse fenomeno gera dunas, com mumeros exemplos no atoral brasileiro, desde o Su. Lagima, actos Patos, Florianopolis, Craropaba, etca ate o Noteeste. Natal, Fortaleza, Salvador, Recite, etc.)

Dos igentes modeladores da superficie terrestre, exente e e menos efet co, Munas das foi nas er istras observadas em arcas deserticas são creditadas erronemente ao vento, quando na realidade, sua origem esta ligada a atividade da agua corrente (Cap. 10). No en ento, dentre do Sistema Solar, verifica se que em Marte o vento e o agente mais importante na construção e nuclande da paisagem em sua superficie, face a existencia de aima at nostera maito rarefeita e a absoluta at sencia de agua.

Tabela 12.1 Diámetro máximo de partículas movimentadas pelo vento, para partículos de quartzo (Peso específico= 2,65 g/cm³)

Malackinde	Diametre máximo mevimentade (mm)
1,8	0,04
11	0.25
32	0,75
47	1,0
1 racão	10

Neste capitulo são desentos os mecanismos de transporte realizados pela atividade colica e suas feic ses erosivas e deposicionais. São desentos também os principais registros sedimentares produzidos por essa atividide e sua importancia no contexto historico terrestri-

12.1 Os Mecanismos de Transporte e Sedimentação

12.1.1 O movimento das massas de ar

O movimento das massas de ar que tune ona como mecanismo de redistribuição da epergia solar na atmosfera representa a fonte da mator ou menor capacio ide para deslocar pardeulas. Quanto maior tor a velocidade da massa de ar, mator capacidade de transporte ela possuiră (Tabela 12 I). Por outro lade anteparos naturais e artificiais como florestas, elevações e edificações ponem reduzir a velocidane dessas massas, diminumdo, portanto, sua capacidade de transportar particula. Por exemplo, a Cadeta Andina, comaltitude media de 4/00 m e quase 8/000 km de extensão, é um anteparo natural importante, interferinde com as masses de ar frio provenientes da Antartica Dependendo da direção do movimento da missa de ar e de sua interação com a Cadeia Andina, essas mas sas são conduzidas para o Oceano Pacífico ou Oceano. Adantico ou para o interior da America co Sal-

Tabela 12.2 Classificação Beaufort dos tipos de vento baseada em sua velocidade de deslocamento

Vento	Velocidade km/h		
1 Ca maria	1,5		
2 Aragem leve	I,5 a 6 1		
3 Briso leve	6,1 a 11,1		
4 Vento suave	11,1 a 17,2		
5 Vento moderado	17,2 a 24 1		
6 Vento médio	24 1 a 31 6		
7 Vento forte	31,6 a 38 5		
8 Vento fortissimo	38 5 a 46,4		
9 Ventan a torte	46,4 a 55,4		
10 Ventania fortissima	55,4 a 64 8		
11 Furacao	 64,8 ta guns com mais de 150 km/h) 		

A proximidade do vento à superfície terrestre também influi em sua velocidade devido ao atrito da massa do ar com os obstáculos presentes (vegetação, construções, relevo ac dentado, etc.). Assim, a velocidade do vento aumenta com o atastamento da superfície, porem a partir de determinada altitude, que depende das condições locais, ela não mais se modifica significativamente. A Fig. 12.3 ex.be a variação da ve.ocidade das massas de ar com a al titude e a Tapela 12.2 a classificação de ventos de acordo com sua velocidade.

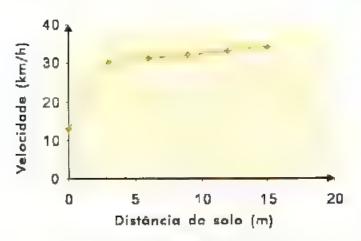


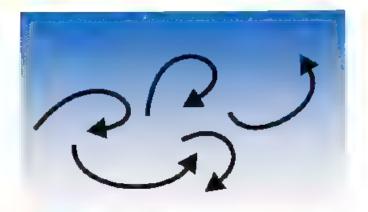
Fig. 12.3 Variação da velocidade do vento em função da distância do sa a

As massas de ar deslocam se segundo dois tipos principais de fluxo: fluxo turbulento e fluxo taminar (Fig. 124). Distante da superfície terrestre ou de barreiras, mais laminar é o movimento da massa de ar. O fluxo do ar será predominantemen te turbulento quanto mais proximo da superfície ou de barreiras. No entanto, a atividade geológica mais comum dos ventos resulta quase sempre desse fluxo turbulento.

12.1.2 O movimento das partículas

Transporte de poeira

Partículas menores que 0,125mm de diâmetro sao consideradas poeira, compreendendo as frações de areia muito fina, silte e argila da escala granulometrica de Wentworth (Caps. 9 e 14). São as menores frações trabalhadas pelos agentes de transporte mecânico em geral e representam o maior volume de material transportado e depositado pelos processos eólicos. Quando removidas de seu local de origem, essas partículas podem permanecer em suspensão em função do flu-



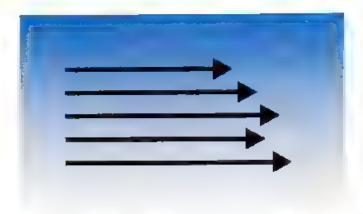


Fig. 12.4 Deslocamento das massas de ar par fluxa turbuiento accima) e par fluxo rominar (abaixo.

so turbulento e da ve ocidade da massa de ar por lon gos periodos de tempo e assim serem transportadas por grandes distâncias. Nessa situação diz-se que as particulas estao em suspensão eólica (F g. 12.5). Par ticulas e obstaculos maiores apresentam resistência ao vento, gerando intensa turbulência em sua enformo e promovendo a deposição das partículas em suspensão pouco após o obstáculo.

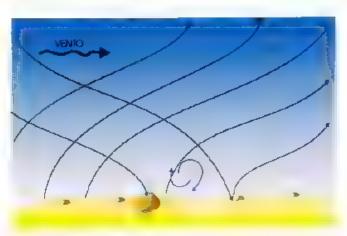


Fig. 12.5 Deslocamento de particulas de poerra par suspensão

Transporte de areia

As partículas maiores que a poetra — areia fina a muito grossa (diâmetros entre 0,125mm e 2mm) — sofrem transporte mais limitado. Para uma mesma velocidade de vento, quanto maior a partícula, menor será o seu deslocamento. A colisão de partículas em deslocamento com grãos na superfície promove o seu deslocamento muitas vezes por meio de pequenos saltos. O movimento da areia por esse processo de nomina se saltação (Fig. 12.6)

As partículas eólicas do tamanho de areia são particularmente importantes, pois consultaem diferentes feições morfológicas, das quais as dunas são, sem dúvida, as mais importantes acumulações de areia em areas deserticas e mesmo em muitas áreas litorâneas. A ação eólica também condiciona a organização dos grãos de areia, produzindo estruturas sedimentares conhecidas como marcas onduladas e estratificação cruzada. Feições como dunas e certos tipos de mar cas onduladas e de estratificação cruzada, quando preservados no registro geológico, representam evidências inegáveis de atividade eólica no passado, permitindo muitas vezes a reconstituição do cenario paleoambiental e paleogeográfico do local.

Transporte de partículas maiores

Como indica a Fig. 12.6, a colisão de partículas em deslocamento, além de causar fragmentação e desgas te, pode induzir o movimento de partículas encontradas na superfície do solo. Partículas de diâmetro superior a 0,5 mm (areia grossa, areia muito grossa, grânulos e seixos) comumente se deslocam por esse processo, cha mado arrasto. Transporte por arrasto é pouco sig-

nificativo e bem mais restrito do que o transporte de poeira e de arelas menores por saltação e suspensão devido ao peso das particulas maiores e ao atrito en tre elas e o substrato (Fig. 12.7).

12.2 Registros Produzidos pelo Vento

A ação do vento fica registrada tanto nas formas de relevo como nos fragmentos trabalhados pela ação eolica, seja de forma destrutiva (erosão) ou de forma construtiva (sedimentação).

12.2.1 Registros erosivos

Deflação e abrasão eólica são os dots processos erosivos da atividade cólica. Na deflação, a remoção de areia e poeira da superfície pode produzir depres sões no deserto chamadas bacias de deflação, podendo chegar a niveis mais baixos do que o nível do mar. Deflação também pode produzir os chamados pavimentos desérticos, caracterizados por extensas superfícies exibindo cascalho ou o substrato rochoso, expostas pela remoção dos sedimentos finos. (Fig. 12.8). Se o nívei topográfico no deserto é rebaixado por esse mecanismo até atingir a zona subsaturada ou saturada em agua, po dem formar-se os oásis (Fig. 12.9).

Por causa dos constantes impactos de diferentes particulas em movimento (areia fina, media ou mes mo grossa) entre si e com materiais estacionados, geralmente maiores (sexos, blocos, etc.), ocorre inten so processo de desgaste e polimento de todos esses materiais, denominado abrasão eólica. É importante ressaltar que o vento isoladamente não produz qual quer efeito abrasivo sobre materiais rochosos. Apenas

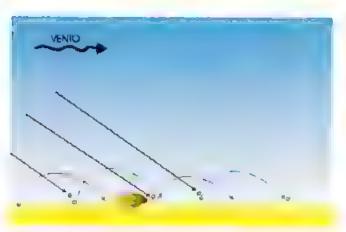


Fig. 12.6 Impacto de grãos causando deslocamento de partículos de ore a par saltação.



Fig. 12.7 Deslocamento de particulas par sartação e por arrosto

quando transporta areia e poeira é que exerce papel erosivo. A abrasao produ zida pelo vento asseme ha se ao processo de "jateamento e polimento com areia", utilizado na indústria para limpar, polir ou decorar diversos objetos. Por isso, as superfícies dos grãos tendem a adquirir bulho fosco, ama feição erosiva específica do vento, bem distinto do aspecto bulhante que resulta do polimento de materiais em ambiente aquánco. De modo análogo são formados por abrasão os ventifactos, os vardangs e as superficies polidas.

Os ventifactos são sexos que apresentam duas ou mais faces planas desenvolvidas pela ação da abrasão eólica. O vento carregado de particulas erode uma face do seixo (Fig. 12.10a), formando uma superfície plana e polida voltada para o vento (Fig. 12.10b). A turbulência gerada do lado oposto da face polida remove parte da areia, tornando o sei xo instável (Fig. 12.10b). Com isso, o seixo se inclina, expondo nova face a abrasão eólica (Figs. 12,10c e d) Os ventifactos são típicos de desertos como Atacama, Takhmakan (China),







Fig. 12 8 Paymento desértico no Deserto de Atacama, Cord lheira dos Andes Foto: C C G Tassinari



Fig. 12.9 Oass no deserto de Atacama, Cord heira dos Andes Foto C C G Tassinan



Fig 12.10 Hapas de formação de um ventifocto

A ação crosiva do vento produz outras formas de registro como os yardangs que se assemelham a cascos de barcos virados, formados peia ação abrasiva eólica sobre materiais re ativamente frágeis como se dimentos e rochas sedimentares pouco consolidados. Representam formas de abrasão importantes em diterentes areas descriteas tais como a Bacia do Lut no sudoeste do Irã, Taklimakan na China e Atacama no Chie. Tais formas de abrasão cólica encontram-se restritas geralmente à porção mais árida dos desertos onde há pouca vegetaçã. En solo é praticamente inexistente

No Brasil, embora os ventifactos sejam raros, outras formas erosivas são encontradas, muitas dejas con ugadas a atividade parvial. Quando assim ocor-



Fig.12.11 Ventifacto proveniente do Dry Valleys, Antártica, coletado por A. C. Rocha Campos. Foto C. Julian

rem, as ações erosivas eolica e plavia, podem produzir formas específicas no relevo como, por exemplo, nos arenitos do Subgrupo Itararé em Vila Velha, Parana. Alí, as chuvas tendem a crodir, preferencialmente, as purções argilosas desses arenitos, tornando o conjunito muito mais frável e suscetível à abrasão pelo vento, gerando formas variadas, similares a calices, tartarugas, garrafas etc. (Fig. 12.12)

Em outro exemplo, no Parque de Sete Cidades, Piatá, a composição da rocha e as condições camánicas também são fatores importantes na singular morfologia das rochas arenticas desse local (Fig. 12.13). Neste caso, as rochas embem maior resistencia a ação crosiva por haver cimentação mais resistente (sílica). Assim sendo, a ação crosiva pluvial e colica e menos efenva do que em Vila Velha.

12.2.2 Registros deposicionais

O transporte e a posterior deposição de particulas pelo vento formam registros geológicos peculiares que são testernunhos desse tipo de atividade no passado. Os principais registros colicos deste tipo são as dunas, os mares de areia e os depósitos de loess.

Dunas

Dentre as diversas formas de deposição de sedimentos eolicos atuais destacam se as dunas. Associam se a elas feições sedimentares tais como estratificação cruzada (Fig. 12.14) e marcas onduladas que, no entanto, não são exclusivas de construções sedimentares com as Existem duas principais classificações para dunas: uma considerando seu aspecto como parte do relevo morfo ogia) e a outra considerando a forma pela qual os grãos de areia se dispõem em seu interior (estrutura interna)

A classificação baseada na estrutura atterna das di nas leva em consideração a sua dinamica de formação, sen do reconhecidos dois tipos: as dunas estacionárias e as migratórias.



Fig. 12.12 Arenitos da Subgrupo Itararé erod dos pera con jugação da ação eórica e pluvia lem Vila Velha, Parana Foto Faustino Penatva



Fig. 12.13 Feições de erosão eó los e pluvial em atento no Parque de Sete Cidades PI). Foto. D Wahnfried



Fig. 12.14 Estratificação cruzado em dunas da litoral de Nota (RN) Fato: J. B. Sigola

Dunas estacionárias (ou estáticas)

Na construção da duna, os graos de areia (geral mente quartzo) vão se agrupando de acordo com o sentido preferencial do vento, formando acumulações, geralmente assimetricas, que podem aungir várias centenas de metros de altura e muitos quilômetros de comprimento. A parte da duna que recebe o vento barlavento) possui melinação baixa, de 5 a 15 normalmente, enquanto a outra face (sotavento), protegida do vento, é bem mais ingreme, com inclinação de 20 a 35° (Fig. 12.15). Essa assimetria resulta da atuação da gravidade sobre a pilha crescente de areia so ta Quando os flancos da pilha excedem um deter minado ângulo (entre 20 e 35 , dependendo do grau de coesão entre as partículas) a força da gravidade supera o ângulo de atrito entre os grãos e, em vez de se acumularem no flanco da duna, os grãos rolam declive abaixo e o flanco tende a desmoronar, até atingir um perfil estável. O ângulo máximo do flanco de uma pilha de material solto estável se chama ângulo de repouso. Uma vez que dificamente o flanco barlavento

supera esse ángulo, justamente por causa do seu constante retrabalhamento pelo vento, esse fenômeno é praticamente restrito ao flanco sotavento, daí a razão de sua inclinação maior, próxima ao ángulo de repouso.

Nas dunas estacionárias a areia deposita se em ca madas que acompanham o perfil da duna. Deste modo, sucessivas camadas vão se depositando sobre a superfície do terreno com o soprar do vento carregado de partículas, partindo de barlavento em direção a sotavento, chando uma estrutura interna estratificad: Embora a sotavento da duna ocorra forte turbulência gerada pela passagem do vento, os grãos de areia permanecem agregados aos estratos em formação, o que tende a impedir o movimento da duna. Estas dunas ticam imóveis por diversos fatores, tais como aumento de umidade, que aglutina os grãos pela tensao superfícial da água, obstáculos internos (blocos de rocha, troncos, etc.) ou desenvolvimento de vegetação associada à duna.

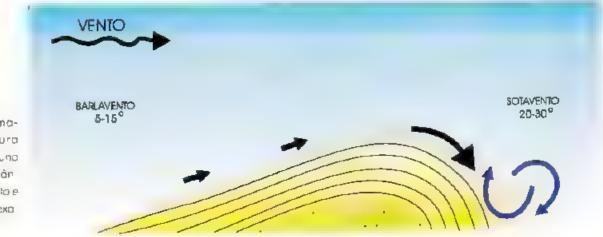


Fig. 12.15 Formação e estrutura interna de uma duna estacionária (as án guras da barlavento e sotavento foram exa gerados

Dunas migratórias

A semelhança das dunas estacionárias, o transporte dos grãos nas dunas migratórias se que inicialmente o ângulo do barlavento, depositando se, em seguida, no sotavento, onde há forte turbuiência (Fig. 12.16). Desta forma os grãos na base do barlavento migram pelo perfil da duna ate o sotavento. Isto gera uma estrutura interna de leitos com mergulho próx-

mo da inclinação do sotavento. Esse deslocamento contínuo causa a migração de todo o corpo da duna.

A migração de dunas ocasiona problemas de soterramento e de assoreamento nas zonas biorancas do Brasil, exigindo dragagem continua para minimizar o risco ao trafego de navios, como ocorre no porto de Natal, Rio Grande do Norte, e na Lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul. Em Laguna, Santa Catarina, por exemp o, dunas migratorias, algumas com dezenas de metros de altura, invadiram e soterraram várias easas de veraneio (Fig. 12.17). Em cidades como Fortaleza, Recife, Maceió e outras da costa do Nordeste. sao comuns problemas similares, em decorrência dos ventos perpendiculares à linha de costa. Ventos dominantes vindos de sudeste formam, desse modo. enormes campos de dunas migratórias que se deslo cam ao longo da costa até encontrarem obstáculos como casas, fazendas, rodovias, ferrovias, lagos, etc. (Fig. 12.18). Esse fenômeno pode também desviar o curso natural de nos próximos à costa. Diferentes téc nicas são un izadas na tentativa de imobilizar dunas



Fig. 12.17 Invasão de casas por dunas migratorias na região de Laguna (SC). Fato, P.C. F. Giannini.

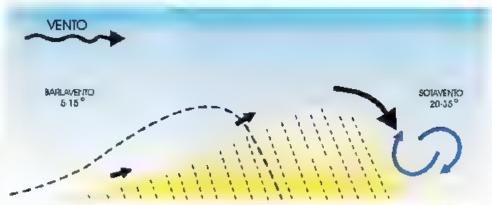


Fig. 12.16 Formação e estrutura interna de uma duna migratória (as ángulos da bar a vento e sotavento foram exagerados)

migratorias. A mais eficiente até o momento tem sido o plantio de vegetação psamofítica (que se desenvolve bem no solo arenoso) ou de certas gramineas na base da duna, a barlavento. Com isso o deslocamento dos graos é impedido e a duna torna-se estacionária (Fig. 12.19)

A classificação de dunas baseada em sua morfologia inclui grande variedade de termos descritivos refletindo a diversidade de formas identificadas nos desertos e em regiões costeiras, cada qual com estrutura interna e externa próprias, sujeitas à mod. Leação pela ação dos ventos.

Três parâmetros determinam a morfologia de uma duna: a) a velocidade e variação do rumo do vento predominante; b) as características da superfície percorrida pe as arcias transportadas pelo vento e, c) a quantidade de areia disponível para a formação das dunas. As formas de dunas mais comuns são dunas transversais, barcanas, parabólicas, estrela e longitudinais

Dunas transversais

A formação deste tipo de duna é condicionada por ventos frequentes e de direção constante, bem como pelo suprimento contínuo e abundante de areia para sua construção. As regiões litorâneas constituem ambiente propício para a formação das dunas transversais, com ventos adequados ahando velocidade constante e abundância de grãos de areia. A denominação de transversal provém da sua orientação perpendicular ao sentido preferencial do vento. Em desertos, o con unto destas dunas costumam formar os chamados mares de areia, caracterizados por colmas sinuosas, grosseiramente paralelas entre si,



Fig. 12.18 Lago entre dunas no campo de dunas de Nata RN) (direção preferencia do vento da esquerão para a direita Fato. 1 B Sígola

embrando a morfologia revolta do oceano durante uma tempestade (Fig. 1220)

Nas áreas costeiras os campos de dunas podem apresentar pequenos lagos de água doce, bastante conhecidos ao norte do Espírito Santo, no sul do Estado da Bahia e ao longo de toda a costa do Nordeste. Dunas transversais sao também encontradas em ambientes fluviais como na ilha do Caju, no delta do no Parnaíba, Maranhão (Fig. 12.21)



Fig. 12.20 Campo de dunas fransversais (direção preferencial do vento da direita para a esquerda) liha do Caiu, de ta do no Pama ba (MA). Foto R. Linsker



Fig. 12.19 Métado de contenção de duna migratória com utilização de piantia de vegetação apropriada para conter a migração dos graos (direção preferencia do vento da esquer da para a direita). Restinga da Lagoo dos Patos (RS - Foto: Zig Koch

Muitos campos de dunas desse tipo também exibem marcas onduladas abundantes (Fig. 12.21), produzidas pelo deslocamento dos grãos de areia principalmente pot arrasto e saltação. Por causa de sua assimetria, essa feição permite determinar o sentido do vento predominante que a formou (do barlavento para o sotavento).

Dunas barcanas

Desenvolvem se em amb entes de ventos mode rados e fornecimento de areia limitado. Como resultado, este tipo de duna assume forma de meia na ou ua crescente com suas extremidades voltadas no mesmo semido do vento. (Fig. 12.22) Essas dunas não formam campos contínuos e tendem a ser pe-



Fig. 12.21 Pequeno lago represado por duna transversa ex bindo mar cas andu adas (d reção preferencial do vento da dire ta para a esquerdo, Campo de dunas dos Lençóis Maranhenses MA) Foto. 1 D. Wahnfried



Fig. 12.22 Duna barcana no ado a reito do campa de dunas associada a cadeias barcanó des idireção preferencial do vento da direita para a esquerda). Iha da Calu, delta da Parmaiba MA). Foto, Riumsker

quenas, não superando 50 m de altura e 350 m de largura. No Brasil, estas formas são relativamente raras. Porem no litoral, onde a vegetação limita o fornecimento de areia, formam se cadeías de dunas similares às barcanas, que recebem o nome de cadeías barcanóides. Estas diferem das barcanas por ocorrerem unidas, tais como os exemplos no litoral de Laguna, Santa Catarina, ilustrados na Fig. 12,23



Fig. 1.2.23 Cadeias barcanáides em Laguna (SC). Foto: P.C. F. Gian noi

Dunas parabólicas

Embora semelhantes as dunas barcanas, as dunes parabolicas diferem dessas pela curvatura das extremidades, que é mais fechada, assemelhando-se a letra U, com suas extremidades voltadas no semido contrário do vento (hig. 12.24a). Formam-se em regiões de ventos fortes e constantes com suprimento de areia superior ao das áreas de barcanas. São pouco comuns na América do Sul, limitan do-se às zonas litorâncas. Nestas regiões, a vegetação costeira e importante no contro e e evolução da construção deste tipo de duna, por ser o parâmetro que limita o fornecimento de areia.

Dunas estrela

Estas dunas são típicas dos desertos da Arabia Saudita e de parte dos desertos do Norte da Africa. Não são conhecidas na America do Sul. Sua formação está diretamente relacionada a existência de áreia abundante e a ventos de intensidade e velocidade constantes, mas com frequentes variações na sua direção (pelo menos três direções). O resultado é uma duna cujas cristas lembram os raios de uma estrela (Fig. 12.24b).



Fig. 12.24 a, Dunas parabólicas, formadas pela destruição de uma duna transversar, b) Dunas estreia

Dunas longitudinais

Também são conhecidas como dunas do upo seif, do arabe, descritas originamente no deserto da Arábia (Fig. 12.25). Formam-se em regiões com abundante fornecimento de arcia e ventos fortes e de sentido constante no ambiente desértico ou em campos de danas litorâneas. Podem atingir dezenas de quilômetros de comprimento e mais



Fig. 12.25 Dunas longitudina sina liha da Calu delta do Pamaíba (MA, Observar as zonas de desmaronamento associadas a marcas anduladas. Foto R. Linsker

de 200 m de altura. Em muitos casos esse tipo de duna produz feições morfológicas similares a "cordões de areia". Contudo, em menor escala, cordões semelhantes podem também formar se pela atividade fluvial.

Mares de arcia

Este termo é empregado em desertos para grandes areas cobertas de areia, a exemplo da Arábia Saudita, com cerca de 1.000.000 km² da superfície atualmente coberta por areia. Gigantescas áreas com dunas também ocorrem na Austrália e Ásia. As extensas coberturas de areia no Norte da Africa são conhecidas como ergs.

12.3 Depósitos Eólicos Importantes na História Geológica do Planeta

Loess

Um dos mais importantes exemplos de sedimentação colica no registro geologico consiste de sedimentos muito finos (silte e argita), homogêneos e friaveis, comumente amarelados, denominados *loess*, do alemão. Depositos de loess foram desentos pela primeira vez no nordeste da China, onde atingem mais de 150m de espessura, embora em média apresentem espessuras em torno de 30 m. O loess é constituido de diversos minerais (quartizo, feldspato, anfibónio, mica, argita e alguns carbonatos) e fragmentos de rocha pouco alterados. Ocorrências muito expressivas de loess afloram na Mongólia central, China, Europa e E.U.A.

Parte importante desses sedimentos é originada pela ação erosiva glacial (Cap. 11) que produz sedimentos muito finos posteriormente transportados pelo vento e depositados sobre vastas regiões

12.4 Características Mineralógicas e Físicas dos Sedimentos Eólicos

Os sedimentos associados às atividades eóticas compoem se quase que exclusivamente de pequenos grãos de quartzo, sendo, portanto, monomineralicos. Esta ca racteristica está ligada à abundância desse mineral nas rochas comuns da crosta continental (Cap. 2) e à sua grande resistência à alteração intempenca (Cap. 8). Ha casos importantes, evidentemente, da ocorrência de outros minerais em depósitos eólicos, como nos depósitos de locss, já comentados.

As características típicas de sedimentos eólicos são facilmente observadas com uma lupa de mão. Os impactos constantes entre os grãos no ambiente atmosferico produzem brilho fosco da superficie, morfo ogia arredondada e alta esfencidade dos grãos. O aspecto fosco das partículas decorre da difusão da luz causada pelas minúsculas marcas de impacto deixadas nas superfícies dos grãos e difere do aspecto brilhante provocado pelo desgaste durante o transporte em ambiente aquanco visto que a água, por ser muito mais densa que o ar, amortece a força dos choques entre os grãos.

Os mesmos impactos que provocam o polimento fosco das superfícies também quebram os grãos e suas arestas, diminuando e arredondando as partículas. No caso do quartzo, mineral dominante nos sedimentos eolicos, este processo aproxima os grãos da forma esferica, já que este mineral não possui clivagem e, portanto, não apresenta planos preferenciais de quebra.

Além disso, depósitos de origem eólica exibem elevada seleção granulométrica como outra característica peculiar Pequenas variações na velocidade do vento au mentam ou diminuem sua capacidade de transporte, restringindo o tamanho dos grãos de forma mais eficiente que o meio aquático, no qual a maior viscos dade da água atenua as consequências das variações de velocidade.

12.5 Registros Sedimentares Eólicos Antigos

Feições características da ação cólica podem ser reconhe cidas em sedimentos antigos e rochas sedimentares, permitindo a reconstituição de diferentes paleoambientes eólicos. Por exempio, a identificação em sedimentos antigos de estruturas internas e externas fípicas das duras atuais, tais como estratificações cruzadas, marcas oncluladas, barlaven to e sotavento, permite o reconhecimento de uma duna fóssil. Através da análise da orientação das faces barlavento e

sotavento em dunas fosseis, é possível identificar o sentido preferencia, do vento na época de sua formação.

Registros eólicos são reconhecíveis na história geológica de muitas regiões do Brasil. No interior do Estado do Rio Grande do Sul, espessas camadas de arenitos, amplamente expostas em cortes das rodoxias, são testemunhos de ambientes desérticos diversos durante boa parte da era Mesozoica (Figura 12.26). Registros semelhantes e perten centes ao mesmo ambiente que dominou a região da Bacia do Paraná são observados em várias formações geológicas de outros Estados brasileiros (São Paulo, Santa Catarina, Para I., M. tas Cicrais, Mato Grosso do Sul e Mato Grosso", estendendo se para o Uruguat, Paraguai e Argentina



Fig 12 26 Duna fóssil na Formação Camaquã Perfil na estrada Santana da Boa Vista Caçapavo do Sul (RS) Foto: R. Machado

Leituras recomendadas

- CARON, J. M., GAUTHIER, A., SCHAAF, A., ULYSSE, J. & WOZNIAK, J. Comprendre et Ensegner La Planete Torre. Paris; Ophrys, 1989.
- CORDANI, U. G. & SÍGOLO, J. B. Composição, estrutura interna e geologia de Marte. In: Massambani, O. & Mantovani, M. (eds.), *Marte Notas Desobertas*, São Paulo: I.A.G., 1997.
- HAMBLIN, K., The Farth's Dynamic Systems, A Textbook in Physical Geology. New York: MacMillan, 1989.
- PRESS, F. & SIEVER, R. Understanding the Earth. New York: W.H. Freeman, 1996.
- SKINNER, B. J. & PORTER, S. C., The Dynamic Earth. New York: J. Wiley & Sons, 1995.

12.1 Desertificação

Embora o nome seja sugestivo, o termo desertificação não retrata de forma específica os eventos dinâmicos dos desertos da superficie da Terra. Sabe se que a formação dos desertos atuais envolveu múltiplos fatores geologicos e climaticos atuando durante longos períodos de tempo. Neste processo, continentes migraram para regiões de clima seco, comuns em zonas de baixa lantudo e de alta pressão atmosfenca. Este deslocamento continental expôs rochas e outros materiais superficiais a condições especiais de clima, dominadas pelos processos eólicos. Durante sua evolução, ama área desertica expande-se ou retrai se quase exclusivamente em função de flutuações climaticas ciclicas. De modo geral, as áreas desérticas naturais (sem influência direta da atividade humana) fazem divisa com regiões de major umidade e, consequentemente, de maior desenvolvimento da vegetação que inbe a expansão do deserto. Atualmente, quase sempre as margens das áreas deserticas desenvolve se atividade humana, a qual pode acelerar a expansão da area desértica, ou seja a desertificação. Em regiões não desérticas, especialmente nos ecossistemas mais delicados e frageis, a atividade humana pode aumentar a aridez local e levar, eventualmente, à desertificação regional. Isto aconteceu nos EUA na década de 1930 como resultado de práticas agricolas ecologicamente agressivas que deixaram o solo exposto à dissecação. Milhões de toneladas de solos férteis foram erodidas pelo vento e redistribudas pelo centro-oeste norte americano em terríveis tempestades de poeira e areia. No Brasil, o desmatamento desordenado, a queima constante da madeira e mesmo as inadequadas práticas agropecuárias nas zonas de fronteiras agrícolas, como na Amazonia mendional, expõem o solo e seus constituintes, como a matéria orgánica, à ráp da degradação física e quantea, reduzindo as condições de plantio e chando situações de estresse no ecossistema existente. Este fenômeno também tem recebido o nome de desertificação porque desequilibra o delicado balanço. entre nutrientes, umidade e solos existentes nessas regiões, provocando modificações ecológicas irreparaveis que culminam em mudanças climáticas, passando de semi umido para árido com incrível velocidade

PROCESSOS OCEANICOS

E A FISIOGRAFIA

DOS FUNDOS MARINHOS

Moysés Gonsalez Tessler
Michel Michaelovitch de Mahiques

uem não se lembra da primeira vez em que esteve em contato com o mar, com o gosto salgado de suas águas e os movimentos de vai e vem das ondas?

Como é possível esquecer a forma como associamos o mar ao desconhecido, descobrindo que, quanto mais nos afastávamos da praía, mais profundo ele ficava, e os movimentos de suas águas nos expunham mais e mais ao pengo?

bera que o mar se aprofunda sempre? Como será que ele é lá no meio? A busca do desconhecido e o fascíruo por um ambiente tão distinto daquele dominado pela humanidade tem, desde a Antiguidade, impu sionado a exploração e conhecimento do meio mannho.

Muito embora o ciclo das Grandes Navegações, nos sectuos XV e XVI, tenha possibilitado descortinar a imensidao dos mares, e suas correntes superficiais tenham sido aproveitadas pelas frágeis embarcações de madeira que conduziram o homem ao encontro de novos continentes, foi apenas no ano de 1872 que foi lançado ao mar um navio com a missão de, pela primeira vez, estudar cientificamente os mares e sistematizar todo o conhecimento até então existente sobre os animais e plantas marinhas, a quinuca da água do mar e a profundidade dos oceanos. Durante os qua tro anos que durou a viagem de circunavegação do H.M.S. Challenger, o volume de conhecimentos foi tal que permutu a publicação de 50 volumosos livros com os resultados das observações, coletas e analises executadas.

Devem-se à expedição Challenger, por exemplo, as primeiras informações sobre o relevo da Cordilheira Meso Atlantica, uma elevada e extensa cadeia de montanhas, de origem vulcânica, submersa no meio do Oceano Atlântico, bem como sobre a existência de áreas profundas e planas, presentes no fundo de todos os oceanos, alem de montanhas, morros isolados e vulcões submarinos.

Passado pouco mais de um século da expedição pioneira, o desenvolvimento da tecnologia de exploração do meio marinho permitiu aos navios de pesquisa oceanográfica, com suas equipes multidisciplinares, mapear os fundos marinhos, subdividi-los em grandes provincias fisiográficas, detalhar sua composição e, principalmente, compreender a origem e evolução de seu relevo extre mamente variado, associando o aos grandes processos tectônicos atuantes na crosta terrestre. Contam se aos milhares as vezes em que livros di daticos e c entíficos hombardetam o ettor com a informação de que os oceanos cobrem cerea de 70% da superfície da Terra. Mas, que importância têm os oceanos além da imensidão de sua area? Entre outras propriedades, sabemos que os oceanos constituem um imenso reservatório de sais e gases, atuando como elemento regulador na ciclagem de um grande número de elementos no planeta. Sabemos também que os processos oceánicos figuram entre os maiores agentes transportadores de calor do planeta, contro ando o clima e contribuindo para a distribuição espacial dos processos intempéricos e erosivos.

E sob o ponto de vista dos processos geológicos? Qual a importáncia dos fundos oceân.cos no conhecimento da história evolutiva do planeta? Qual o papel dos fenómenos oceânicos na recepção e redistribuição das partículas sedimentares?

Neste capítulo, pretendemos introduzir ao leitor alguns aspectos relacionados aos processos oceanograficos e aos fundos mannhos, principalmente quanto à sua morfologia e aos materiais que os compoem. Pretendemos, ainda, analisar as características dos fundos oceânicos em função aos grandes movimentos da crosta terrestre. Finalmente, discutiremos a importância dos materiais que recobrem os fundos marinhos nos recursos minerais, bem como na reconstituição da história geológica da Terra.

13.1 O Relevo dos Oceanos

Estima-se que a área da crosta terrestre recoberto pelos oceanos represente cerca de 70% da superfícica total, sendo que o Oceano Pacífico constitui o maior corpo aquoso, com área aproximada de 180 milhões de km., ou seja, 53% da área oceanica, seguido pelo Oceano Índico (24% em área) e o Atlântico, com cerca de 23% da área tota. (Fig. 13.1)

A profundidade média dos oceanos é estimada em 3.870 metros, sendo as maiores profundidades localizadas no "Challenger Deep" (11.037 metros) nas Fossas das Marianas, no Oceano Pacífico, que entre todos os oceanos é o que possui tambem a maior profundida de média (4.282 metros), com cerca de 87% de seus fundos localizados a profundidades superiores a 3.000 metros (Tabela 13.1). As maiores profundidades do Oceano Atlântico estão local zacias junto às fossas de Porto Rico (9.220 metros) e próximas às ilhas de Sandwich do Sul (8.264 metros), em um oceano cuja

profundidade média não ultrapassa os 3 600 metros. O Oceano Indico possui uma profundidade média de cerca de 4 000 metros e sua maior profundidade localiza-se na Fossa do Almirante (9 00-) metros,

Uma analise da configuração atual do relevo da crosta terrestre presente sob a coluna de água que constitui os oceanos tem possibilitado a compartimentação dos fundos marinhos atuais em grandes unidades de relevo, moldadas tanto pelos processos tectônicos gabbais como pelos eventos relacionados à dinâmica sedimentar atuante nos últimos mi hares de anos.

Margeando os confinentes predominam relevos planos de natureza essencialmente sedimentar que constituem a **Plataforma Continental** (Fig.13.2)

As plataformas continentais constituem extensões submersas dos continentes, apresentando pequena declividade rumo ao alto mar (1.1.000). São continuas e argas em oceanos do tipo Atlântico, como margens passivas (ver Cap. 6), a exemplo do encontrado no litoral sudeste brasileiro, onde a plataforma continen tal apresenta largura de mais de 160 km. Plataformas



Fig. 13.1 Mapa fisiográfico dos fundos aceánicos

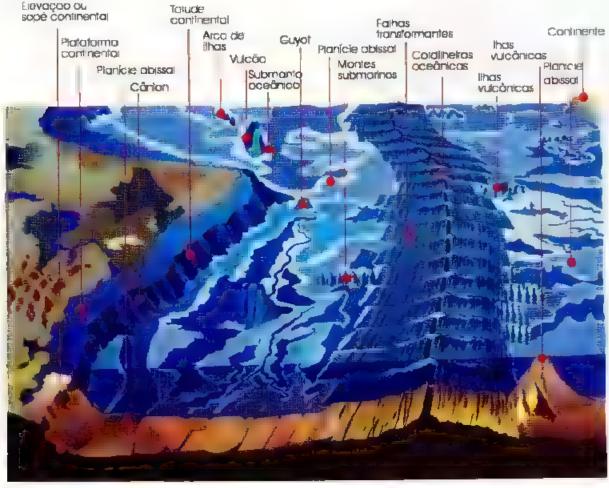


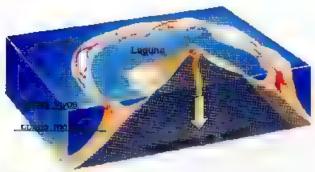
Fig. 13.2 Perf I das unidades do relevo submarino

continentais do tipo Parifico, ocorrentes em margens tectoricamente at vas, apresentam larguras reduzidas e são ladeadas por fossas submarinas, como e observa do nas plataformas continentais do Peru e do Chile,

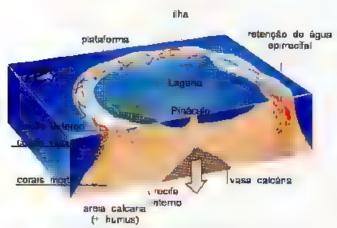
Ao longo do Tempo Geológico, os eventos de oscuação relativa do nivel do mar têm exposto, totalmente ou em parte, as plataformas continentais, transformando as em planícies costeiras onde se esta



Ilha vulcânica orlada por um recife costeiro



Recife-barreira e laguna: o vulcão afundou



Atol e a sua laguna o vulcão desapareceu

beleceram prolongamentos da drenagem continen al Durante esses periodos, as linhas de costa toram construção e tantemente deslocadas, resultando na construção e destruição de inumeros ambientes costeiros, forma dos pela interação dos fenómenos de dinámica maninha jondas, marés, correntes), com os processos geologicos atuantes sobre os continentes.

Em algumas areas do planeta, princ palmente na que as submetidas, no presente ou no passado recente, a alterações decorrentes dos funómenos de glaciação, as plataformas continentais apresentam recevos irregulares, com amplitudes de dezenas de metros, recortados por vales profundos.

Uma análise mais detalhada das plutaformas con funcitais es dencia a ocurrência de interrupções topograficas neste relevo plano, dadas pela presença de feições de construção bi igênica (rec fes, atóis), a ém de deformações crustais, geradas por atividades vul cancas ou outros eventos tectonicos (Lies, 13.3

Uma mudança acentuada na declividade do re evo marca o limite externo da plataforma continenta., Esta transição, denominada **Quebra da Plataforma**, marca a passagem para o **Talude Continental** (Fig.13.)

O Ta ade Continental constitui uma unidade de relevo, também de construção seamentar, que se in clina acentuadamente (1.40) rumo aos fundos oceânicos, até profundidades da ordem de 3.000 metros. O relevo do talade continental não é homo gêneo, ocorrendo quebras de declividade e também, freqüentemente, cânions e vales submersos. Os cânions submarinos são vales profundos, crodidos sobre a piataforma continental externa e o talade continental, atingindo, por vezes, até a elevação continental.



Fig. 13.3 a)Formação de um atol segundo a teoria de Darwin, b) Atol das Rocas - Foto. Carios Sechin

Na base dos taludes continentais, predominante mente em margens do tipo Atlantico, pode ser individualizada uma unidade de relevo irregular, construída por sequências sedimentares, diretamente relacionadas aos processos de transporte e deposição de sedimentos que moldam as plataformas e taludes continentais, conhecida como Elevação ou Sopé Continental (Fig. 13.2), A Elevação Continental estende se em protundidades entre 3 000 e 5,000 metros e apresenta decuvidades intermediárias entre as observadas nas plataformas e nos taludes continentais. Esta feição e constituida predominantemente por depósitos de sedimentos de origem continental, muitas vezes associados a feições de deslocamento e/ou escorregamento, ou então a fexoes de escarpamento erosivo no Talude Continental.

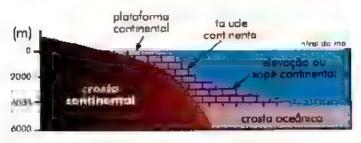


Fig. 13.4 Perfil esquemático das margens continentais

Este grande compartimento fisiográfico, forma do pelas três unidades descritas acima, com estrutura crustal similar à dos confinentes adjacentes, é deno minado Margem Continental (F.g. 134).

Nas margens continentais do tipo Atlantico, após a Margem Continental, desenvolve-se a Planicie Abissal (Fig. 132), As Planicies Abissais são áreas extensas e profundas, de relevo relat vamente piano, que se estendem da base das elevações continentais até os relevos ingremes e abruptos das cordilheiras oceânicas, em profundidades superiores a 5,000 metros. Esses compartimentos, que constituem as maiores extensões territoriais dos relevos do fundo de todos os oceanos atuais, são localmente interrom p.dos pela presença de series de Montes Submarinos (elevações oceânicas ligadas às cordi.neiras oceânicas e às clevações continentais, com alturas entre 200 e 1.000 metros), ou ainda por Montanhas Submari nas, que são elevações isoladas, podendo apresentar mais de 1,000 metros de altura. A parte emersa das irregulandades do relevo das planicies abissais cons titui as ilhas occanicas.

Tabela 13.1 Porcentagem em área dos oceanos e compartimentos fisiográficos dos oceanos Pacífico, Atlântico e Indico.

Dados Geométricos	Oceano Pacífico	Oceano Atlántico	Oceano Índice
% em áreo dos oceanos	53%	23%	24%
Profundidade média	4 282 m	3 600 m	4 000 m
Area da piataformo continental (x1.0°km²)	2.712 (1,6%)	6.080 (7,9%)	2.622 (3,6%)
Area do tarude continental (x10°km²)	8 587 (5,2%)	6 578 (7 6%)	3.475 (4,7%)
Area de elevação continental (x106km²)	2 090 (1,6%)	5 381 (6,25%)	4,212 (5,7%

O relevo oceánico apresenta, ainda, uma importante feição presente nas zonas de subducção de placas utosfericas (ve a Cap. 6), denominadas **fossa subma**rina. As fossas constituem depressões alongadas e estreitas, com laterais de aitas declividades.

A Cordilheira Oceânica (F.g.13.2) e o compartimento fistográfico construido predominantemente pelos processos vulcânicos e tectônicos de formação de crosta oceanica, relacionados aos movimentos dos placas e superpi stos por processos deposicionais de oceano profundo (Cap. 6)

As Cordilheiras Oceânicas são feições longas e continuis, fraturadas, com escarpamentos ladeados pelas planícies abissais. Este compartimento, presente em todos os oceanos, é a expressão espacia, das zonas de acresção das placas litosféricas. As regiões centrais das cordilheiras oceanicas apresentam as porções de maior atividade tectônica dos fundos oceânicos atuais, contraturamentos e intrusões de ciques e soleiras de basalto, alem de atividades bidrotermais.

No oceano Atlantico, a Cordaheira Oceánica, ai denominada Meso-Atlântica, ocupa a região central, partindo-o em doas porções de configuração de relevo similar. Nos oceanos Pacífico e Ind.co, ha cordalheiras que ocupam posições marginas, bem como refer que resultam do atranjo das vir x on as que compoem a crosta oceanica.

13.2 A Origem e a Distribuição dos Sedimentos nos Fundos Oceânicos Atuais

A maioria das partículas geradas pelo intempensmo , Cap. 8, e erodidas (Cap. 9 a 12) nos continentes é depositada nas áreas oceánicas. No entanto, os sedimentos aí depositados, constituidos por uma grande variedade de tipos de particulas, podem também pro vir de outros processos (Lig. 13.5).



Fig. 13.5 Os processos de transporte e deposição de sedimentos no me a maninho

Grande parte dos depósitos sedimentares manihos é composta por um tipo predominante ou misturas variadas de sedimentos originários de fontes diversas, tais como os precipitados de suis a partir da água do mar (sedimentos autigênicos), conchas e matéria orgânica derivadas da vida marinha e terrestre (sedimentos biogênicos), produtos vulcânicos e hidrotermais originados das atividades magmáticas no meio marinho (seoimentos vulcanogênicos), alêm de uma pequena quantidade de fragmentos cósmicos, atraídos pela gra vidade terrestre, que se depositam em bacias oceanicas (sedimentos cosmogênicos).

Dentre essas cinco possiveis fontes de sedimentos para os fundos occanicos, apenas os produtos de tres, terrigenos, bi agênicos e aungenicos) respondem pela quase totalidade dos sedimentos recentes que recibrem as bacias oceanicas atuats.

A) longo das margens continentais, estão deposiadas predominantemente as partículas terrigenas, transportadas para o meio mannho na ferma de sedmentos transportados por tração (granulos, areias) ou suspensão (siltes, argilas) (F.g. 13.6). Apesar do predominto de sedamentos terriginos, em algumas areas de margens continentais, a alta produtividade bio ogica ou condições físico-químicas adequadas levam à de posição de volumes significativos de sedimentos biogénicos, seja de natureza carbonatica (restos de conchas e esqueletos), seja carbonosa (materia organi ca resultante da decomposição de organismos marinhos). Depósitos de sedamentos terrigenos em áreas de bacias oceanicas são formade siguase que exclusivamente por argilas transportacias em suspensão, em areas adjacentes a desembiocaduras de grandes rãos, e depositadas onde a sedamentação de partículas de nutras naturezas não e favorecida.

O predominio das partículas biogên tas ocorre, porem, em assoalhos de bacias oceánicas, onde o in gresso de material terrigeno e amatado. Os sedimentes de origem biogênica são denominados genericamen te de vasas, compreendendo as carapa. Se consultuição carbonáticos ou silicosa. A ocorrência de depósitos carbonáticos ou silicosos no fundo das bacias oceán cas depende de conquest tisico quimicas, que determinam a solubilidade da sílica ou do carbo nato de calcio, Tabela 13.2

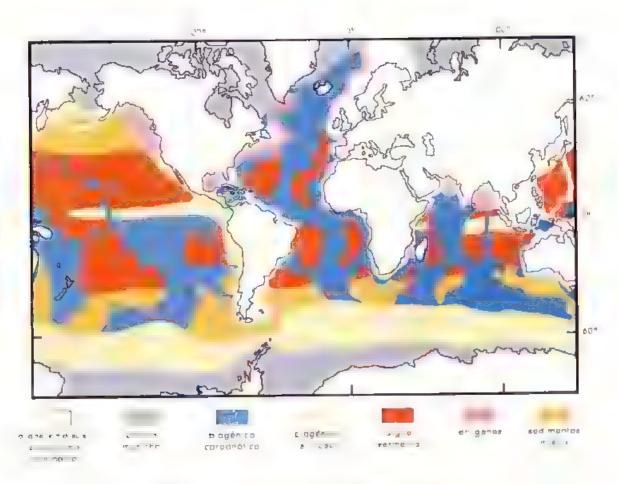


Fig. 13.6 Mapa de distribuição atual de sedimentos nos tundos aceônicos

Tabela 13.2 Porcentagem de tipos de sedimentos que recobrem as bacias oceánicas

Sedimentes	Oceane Facifice	Oceane Atlântica	Oceano Índice
Vasas de foramin feros Vasas de diatomáceas	36%	65% 7%	54% 20%
Arguas confinentais	49%	26%	25%

Fonte Kennett J. 1982

Depositos de minerais autigencos pecem ser encontrados nas margens continemais ou n is assoalh is d., bacias oceanicas, porem apenas onde tenham sido enadas condições físico químicas (temperatura, Eh, pH) adequadas à cristalização dos mineras a partir da gua do mar

Os depósitos de sedimentos vulcanogênicos predominam apenas junto às áreas de atividade magmatica, tus como as cadeias oceánicas e os "hot spots", ou de invidade hidrotermal (Cap. 17). Estas areas representam regiões restritas dos fundos oceán cos, comparativamente as dimensões dos demais compartimentos fisiográficos marinhos.

13.3 Processos Responsáveis pela Distribuição de Sedimentos Marinhos

Adistribuição de sedimentos nos fundos oceânicos não é alcatória, pois obedece a um padrão determinado por uma série de processos geológicos e oceanográficos, de escalas temporal e espacial bastante distintas. Veremos a seguir quais são os principais processos e como eles atuam na distribuição de sedinerios or s oceanos.

13.3.1 A tectônica global

A Tectonica Global, cujos conceitos acham-se apresentad is no Cap. 6, é o grande mecanismo responsave pela movimentação e distribuição das massas continentais e, portanto, das bacias oceánicas Ao longo do tempo geológico, em situações disnotas de distribuição de massas continentais e, portanto, de oceanos, a circulação oceánica foi diferente da atal, levando ao desenvolvimento de processos oceanográficos e de deposição de sedimentos bastante diversos dos atuais (Figs. 13.7 - a.b.c.d.).

Alem disso, os processos de formação e subdicção de placas levaram ao desenvola mento das grandes un dades do relevo oceánico, tais como as dosseis oceánicas, associadas a zonas de traturas, e as margens continentais ativas

A otientação e forma dessas grandes un dades de relevo controlam a circulação oceánica, que é uma das principais responsáveis pelos processos deposicionais em oceano aberto. Desta maneira, são os processos tectônicos que irão controlar a distribuição da maior parte, dos principais tipos de sedimentos (vulcanogênicos, terrigenos, biogenicos, autigenicos, Viem disso, a configuração ati al das bicias ocean eas determina a distribuição dos principais sistemas de circulação oceánica.

13.3.2 A circulação oceânica

A circulação superficial dos oceanos é um importantissimo mecanismo de controle e distribuição dos fluxos de partículas sedimentares que recontemios tundos oceanicos atuais. Esta circulação é determina da pela interação entre os processos atmosféricos, a disposição das massas continentais e o movimento de rotação da Terra. Assim, no hem siêno norte, a circulação oceánica de superfície se processa no sentido



Fig. 13.7 Distribuição de massas confinêntais e o inclinicas a partir da inicio da sepatorida di sucum tentes ale o Recenta

horário e no hemisfério sal, no sent de anti horário. Por exemplo, no Atlantico. Sal, desenvo ve-se um fluxo principa, a partir do deslocamento da Corrente de Benguela, de águas finas, ao longo da costa africana, até a alti ra de Angola. A medida que va atingindo latitudes menores, este fluxo vai ganbando celo e-c nas proximidades do Equador, desloca-se para oeste, gerando a Corrente Sul-Equatorial, que se desloca até o intoral nordestino brasileiro. A partir dat, de senvo ve-se, ao sul, a Corrente do Brasil, de aguas quentes, que se estende por quase toda a margem continental brasileira. Esta distribu ção de águas quentes e frias condiciona tortemente a prodarividade biologica na costa africana, com abancante predução de matéria orgánica e deposição da mesma nos sedimentos. Por outro lado, as ág. as quentes da Corrente do Brasil, se não favorecem a Produção Primária, sao responsaveis pela manutenção dos extens is depositos carbonancos da costa leste e nordeste bras letra-

A Circulação Termohalma e a culturação induzada pela mudança de densa ade, determinada pelas variações de temperatura e salicidade da água do mar, sendo a grando responsavel pela circulação occánica de protuncidade. Tem como origem a fusão de gelo das calotas polares, com a consequente formação de aguas muito frias e, portanto, mais densas, e um deslocamento em direção a latitudes mais baixas. Este deslocamento ieva, por sua vez, á movimentação lateral e vertical de massas d'ada de densidades menores e ao seu arranjo, segundo a latitude e a profund dade (Fig. 13.8)

Alem de apresentar fluxo intenso o bastante para promover a erosão de fundos marinhos e a redistribuição de sedimentos previamente depositados, a circulação termohaina controla, físico químicamente, a deposição de partículas no fundo oceánico. Há uma forte de penuência entre a solubilidade ionica e a temperatura. No caso dos oceanos, o

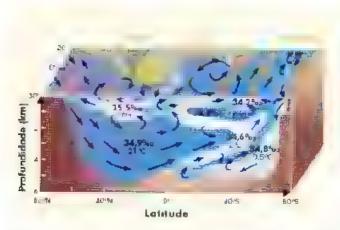


Fig. 13.8 O esquema de o rovação termohal na no Oceano

exemp o mais evidente esta relacionado à solubilidade do carbonato, que representa a base das partes duras de um sem numero de organismos manubos. Assim dependendo da temperatura da agua do fundo, pode ser que naci ocorra a deposição das carapaças carbonaticas, após a morte dos organismos, devido a sua solubilização. Definimos o conceito de Profundidade de Compensação do Carbonato como a profuncidade limite, determinada pela temperatura biavo da qual o carbonato será solubilizado. Desta maneira, pede se compreender que, mesmo em áreas de aita produção biologica, se a temperatura da agua

de fundo estiver baixa o bastante para permitir a solublização do carbonato, não haverá a formação de depósitos biogênicos carbonáticos. Nos oceanos circumpolares, as baixas temperaturas, associadas a altaprodução biológica, aevam à formação predominante de depósitos biogênicos si icosos, constituícos por esqueietos de Diatomaceas e Ramilarios.

Os processos gravitacionais ass iciados às Correntes de Turbidez são os mecanismos mais efentos na construção de câmions e na transferencia de sed mentos para o oceano profundo. Essas correntes se projetam, a partir da borda da plataforma e do talade continental, a velocidades proporcionais i se iferenças de densidades entre o fluxo e o meio aquos e a declividade do talade. Os depositos sedimentares essociados as entrentes de tarbidez são denomínidos turbiditos e podem recobrir extensas areas dos fundos oceanicos preximos as margens continentais digitales.

13.3.3 As mudanças climáticas de larga escala e as variações relativas do nivel do mar

O registro geológico revela que o planeta esta su ento a importantes mudanças climáticas, que têm como causas principus tatores astronomicos, it nosfericos e tectoricos. As mudanças camáticas, com registros de

periodos glaciais e interglaciais, têm reflexo marcante, não apenas no volume, o englo em as bacias occanicas, más famoem em grandes modificações nos si temas de circulação occupa do 13.9).





Fig. 13 9 Mapa consiler a la la oceánicas durante o máximo glacial há 18 000 anos

13.1 Por que a água do mar é salgada?

A agua do mar e uma solução nea em sais, com 85% de cloreto de sódio (NaCl), ambém conhecido como sal comum, ou sal de cozinha.

São duas as principais hipoteses sobre as fontes de crinquetamente de sais para a água do mar, sem que a corrência de uma delas possa significar a ausência da outra

A prime ra de as, a mais conhec da, e que darante longo tempo se acreditou ser a anica, e da i rigem desses sus a partir da dissolução das rochas da superfic e terrestre e de seu transporte pelos nos ate os ocianos. Porcui, a aniusc

emmparativa entre os sais dissolvidos transportados pelos rios e a composição dos sais presentes na agua do mar demonstra que nem todo sal existente poderia ter se originado só através deste processo.

A segunda hipotese esta ligada aos processos vulcânicos existentes nos assoalhos mannhos. As lavas originarias do manto trazem diretamente ao oceano água juvenil, ou seja, água contida nas camadas interiores do planeta e que nunca esteve na forma líquida na superficie da Terra. Esta agua juvenil contem, em solução, va nos constituintes químicos como eloretos, sulfatos, brometos, todetos, carbono, cloro, boro, nitrogênio e muitos outros.

Além disso, devido ao calor do magma, a agua fria dos fundos dos oceanos, ao





Fig. 13.10 Depósitos de evaporitos no Mar Morto

pere lar as rochas do assoalho, se aquece, ao mesmo tempo que troca elementos quimeos ei m o meio tochos. Ao ascender, integra-se ao ambiente oceânico (ver Cap. 17).

As interações entre os constituaries químicos dissolvidos aravés de um conjunto de complexes processos, envolven do trocas entre oceanos, atmosfera, fundos marinhos, rios, rochas da superficie, magma, etc., originam um balanço geoquimico estavel do meio marinho, fizendo com que a quantidade de sais dissolvidos mantenha se constante por décadas, séculos, milénios.

Muito embora a concentração salina e a dinâmica dos oceanos não favoreça a deposição de sais, em condições particulares, quando ocorre a livre circulação das águas, como nos mares internos, ou onde os eventos de evapora cao superam os de recarga de água, poderá ocorrer a deposição dos sais dissolvidos na agua do mar nos funcos marinhos. Estes depositos sumos formados preferencialmente em lagunas e mares reliquiares são denominados



Fig. 13.11 Vista do Mar Morto Fotos Wilson Teixe ro

genericamente evaporitos (Figs. 13.10 a e b), sendo o Mar Morto uma das áreas mais evidentes da formação atual destes depósitos. (Fig. 13.11). Ali, a salinidade das águas é dez (10) vezes si perior a qualquer outro oceano com altas concentrações de magnésio, sodio, potássio e brometos.

Por causa desses sais, as aguas do Mar Morto são ricas em propriedades terapêuticas no caso de várias doenças de pele e problemas respiratórios.

O Mar Morto localiza se na maior cavidade tectônica do planeta, a cerca de 395 metros abaixo do nível do mar atual.

sedimentos diretamente ate o talade, levando a uma mai ir deposição de sedimentos terrigenos nas partes mais profundas dos ocean is

Mudanças climaticas implicam, também, alterações na umidade relativa e na pluvios dade sobre áreas continentais, o que influência diretamente o intemperismo, « en são e o aporte de sedimentos terrigenos para os occasos.

13.3.4 Os processos hidrodinâmicos em áreas costeiras e plataformas continentais

Os fundos mannhos de areas costeiras e as plata tormas continentais são as porções dos oceanos onde as interações entre os processos astronômicos, meteorológicos e ocean gráficos com os processos sedi nentares são mais intensas. Nessas areas, alem dos fenomenos analisados acima, ocorre tambem a ação de três processos bidrod nâm tos que têm papel fundamental nos mecanismos de erosao, transporte e deposição de sed mentos: as ondas, as marés e as correntes costeiras

As indas oceánicas são as grandes responsaveis pela remobilização de sedimentos nas plataformas continentas e na formação das praias (Fig. 13.12). Para entender sua ação sobre os processos de sedimento ção, é importante compreender a movimentação de ama particula de agua em uma one ...

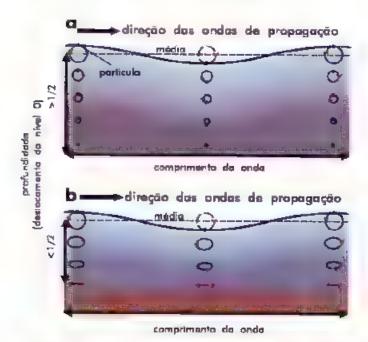


Fig. 13.12 Esquema de may mentação de anda em az águas profundas e b) águas rasas

A ma oria das ondas que atinge a costa é gerada em zonas de alta pressão atmosferica, no meio dos ocea nos, propagando se, a partir daí, em direção aos continentes. A rigor, não ocorre transporte de massa pela onda, mas de energia. Por outro ado, ao se observar o comportamento de uma particula de água, próximo à superfície da água, em ania onda de ma aberto, vertifica se que esta exerce um m vimento orbital, quase circular Particu as localizadas abaixo da superfície irão também executar este may mento, po têm com raios progressivamente menores, até que, a uma profundidade equivalente a merade do comprimento de onda da onda gerada, não hayera mais movimento orbital da particula de água.

A medida que ondas de superficie, geradas em mar aberto, se propagam em direção às areas mais rosas, elas passam a sufrer em processo de modificio o determinado por sua interação com o fundo maninho. A profundidade na qual se inicia essa interação e aproximadamente equivalente a metade do comprimento de onda das ondas incidentes (Fig. 3.12). Esta profundidade é considerada como o limite exterior da plataforma continental interna, sendo também denominada nível de base das ondas.

Ao se aproximar de areas mais rasas, o movimente das particulas de água nas ondas, originalmente circular, passa a eleptico, apresentando, junto no tundo, um nocimento que se assemelha a um vai e veni no seo tido de propagação da onda. Sob e pento de vista da dinámica sedamentar, esta movimentação pode ser su ficiente para não perm ur que patrículas de sa atens muito finas, siltes e argilas possam ser depositadas, evando a uma deposição pre erencial de frações granulométricas mais grossas (areas med as e grossas, nos fundos dominados por ondas

Ao atingir áicas de profundicades menores que 1/25 do seu comprimento de onda, a diminuição das velocidades orbitais, junto ao funda, em o imparação com a superficie, faz com que a onda perca o equilibrio, ocontendo a arrobentação. Existem tres ripos de arrebentação mais evidentes (Fig. 13., 3), definidos pela forma e energia das ondas incidentes e pela topografia da zona costeira na qual a onda incide. A arrobentação ascendente ocorre em fundos de alta declavidade. A arrebentação mergulhante ocorre em fundos de declavidade média, quando as cristas das ondas se rompem após formarem um enrolamento em espiral. Finalmente, a arrebentação deslizante ocorre nas regiões de topografia de fundo mais suave, quando as ondas que mam percorrendo uma gran de distância (Fig. 13.14).

abaixo do nível da proja



Fig. 13.13 Tipos de arrebentação

mergulhante

ascendente

Em zonas preferenciais de deposição de sedimentos, como resultado dos processos de arrebentação de ondas, desenvolve se o ambiente praiai. Praias podem ser conceituadas como ambientes sedimentures costeiros, formados mais comumente por areias, de composição variada (Fig. 13.1 s. O limite externo da praia é marcado pela ocorrência de uma feição de fundo, formada pelo início do processo de arrebentação, Seu amite interno consiste na zona de maxima incidencia de ondas de tempestade berma.

Lm um ambiente pra al, após a arrebentação, ocorre a zona de surfe e, após esta, a zona de espraiamento

Os processos de incidência de ondas sobre as praias levam à formação de feições topográficas caracteristicas de cada um dos processos desentos acima. A morfologia dos perfis praiais depende da geomeriologia costeta o mais atada da interação entre "o clima de ondas" o a granulometria dos sedimentos. Consequentemente, se perfis praiais sofrem variações temporais em função das aternâncias das condições de tempo bom (acresção) o de tempestade (erosão).



Fig. 13.14 Arrebentação tipo destizante. Foto 5 (Gova

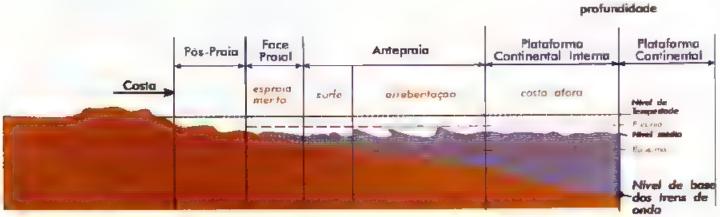


Fig. 13.15 Perfi esquemático da tapografia praia!

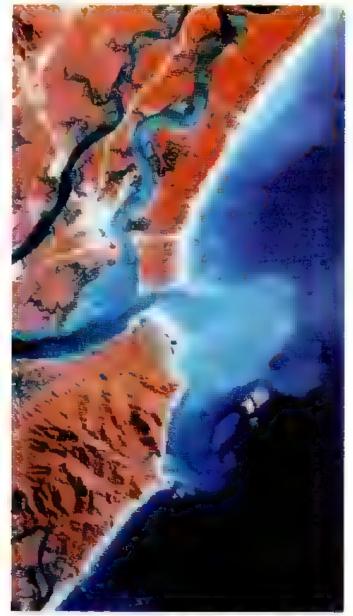


Fig. 13 16 Ação de correntes de deriva Cananéia, SP) Fonte NPE/Min stêrio da Ciencia e Tecnología

Quando de sua incidencia em situação não no remal i linha de costa, a ação das ondas leva ao desenvolvimento de dois tipos de transporte de sedimento. Lim, unidirectional, paralelo à linha de costa, é devido à cortente lingitudinal, também chamada corrente de deriva atoranea, presente entre a zona de arrepentação e a sona de espraiamento. O outro tipo corresponde ao transporte de sedimentos na zona de espra amento por ação combinada do espraiamento com o refluxo da onda. Destes dois tipos, resu ta um padrão de desocamento do tipo ziguezague ou serrilhad a

As correntes costetras et natituem alguns dos m is importantes agentes de remo il zação de se imentos. Essas correntes são responsáveis pelo transporte de material ao longo da costa, a partir le uma tonte, tal como um rio. Constituem, tam bem, o grande mecanismo de circulação responsa vel pela manutenção da estabil dade e equilíbrio dis ambientes praiais (Fig. 13.16)

Alem das correntes de denva, ocorrem, em regios costeiras, as chamadas correntes de retorno, que constituem um fluxo transversal à costa, no sentido do mar aberto; estas correntes são, maitas vezes, associadas a canais ou cán ons de plataforma e, portanto, permitem o transporte de sedimentos costeiros em direção a porções mais profundas dos oceanos.

A pluma de sedimentos que sa, pela desemboradara do sistema costeiro, Canancia, it-ral sul do Estadde São Paulo, é transportada ao long a do litora. (Ilha-Compuda) pelas correntes de deriva litoranea.

As mares são fenêmenos ondulatorios, gerados pelos processos de atração gravitacional entre a Terra o Sol e a Lua (F.g. 13.17). Tanto a period ek ade quin to a intensidade e amplitude das marés não são homogeneas nos oceanos. Na vercade, ha varios ta









Fig. 13.17 Ação do so e do lua sobre as marris.

tores influentes nas características das marés de uma area, tais como as características mortologicas da bacia pecánica e a distáncia entre esta área e o **ponto anfidrômico** (ponto onde nao na mare, a partir do qual se distribuem as linhas de mesma amplitude de maré)

à amplitude das marés pode variar de alguns cen timetros a mais de dez metros, fazendo com que o efeito da maré sobre os processos sedimentares seja extremamente vanável. De quaiquer modo, é importante observar que existem, mesmo em áreas de potaformas continentais com amplitudes de maré in feriores a 2 metros (regime de micromarés), componentes das correntes unto ao fundo que podem ser atribandos às marés, e que possibilitam o transporte de sedimentos perpendicularmente e longitudinalmente à costa (log. 13.18)

As marés tambem exercem importante pape, na configuração e canamica de todas as desembocaduras fluviais, podendo formar ambientes conhecidos como **estuários**, que constituem algumas das áreas de maior importância para o crescimento de espécies de orga nismos manifilos de interesse comercia (Fig. 13.19).



Fig. 3.18 Ação das marés. Monte Saint Michael (Françail: Foto Michael St. Maur Shell/Carbis/Stack Photos



Fig. 13.19 Amb ente estuanno (Cananéia, SP)

13.4 A Fisiografia da Margem Continental Brasileira e o Fundo Oceânico Adjacente

As margens continentais brasileiras, as bacias sedimentares costeiras de idades mesozóico-cenozoicas e os fundos oceán cos adjacentes tem sua historia evolutiva diretamente vinculada aos fenómenos tectónicos que detam e rigem ao Oceano Atlánt co bal, a partir da separação dos continentes africano e sul americano. As bacias sedimentares brasileiras evidenciam os quatro estág os básicos da formação do Atlantico Sul, a saber: pre nfr. nfr. proto oceanico e oceánico (Cap. 6).

A fase de pre abertura (pré n/l) caracteriza se pe a intumescência e distensões da crosta continenta. sso ciadas a atividades magmaticas e valcanicas. A evolução desses processos resultou no aparecimento de fraturamentos e falbas nor nais gerando estruturas do tipo graben e horst, associadas a atividades vulcanicas constituido o estagio denonunado n/l

O prossegumento dos esterços tensionais provoca a derradeira separação crustal, com acresção de mater al proveniente do manto, evolundo para a tormação de uma nova crosta (crosta oceanica) e o aparecimento de um nova oceano (estagios protooceánico e ocean co).

A configuração do litoral brasileiro resulta da interação, durante am longo período de tempo, entre processos geológicos, geomorfológicos, elimaticos e oceânicos. Verifica se, em direção ao su do Brasil, uma diminicição progressiva da importância da maré, para lelamente ao aumento da importancia das ond see me o principal agente dinâmico dos ambientes costeiros. Esta transição faz com que haja diferenças bastante sigin ficativas nas características do iteral orasileiro.

Tradicionalmente, o litora, brasi e ro é dividico em cinco grandes compartimentos: Norte, Nordeste, Leste ou Orienta, Sudeste ou das Escarpas (11 stalidas e Sul O compartimento Norte vai do extremo norte d'Amapa até o Golfão Maranhense (Maranhão). Neste trecho da costa, a amplitude da maré, que pode che gar a mais de 12 metros, favorece o desenvolvimento de extensos manguezais, Além disso, grande parte deste litoral e formada por costas lamosas, cu os sed men tos são originados da descarga do no Amazonas, cuja mêdia da descarga sólida total para o oceano Atlântico é aproximadamente igual a 1227.10° t/ano

13.2 Oceanos: fonte de alimento

Desde a pre aistoria, a humanidade rem aprove tado recursos vivos dos oceanos, especialmente peixes, como uma fonte mesgotável de alimentos para seu sustento.

Os ecossistemas coste ros e oceán cos contôm grande parte da biodiversidade do planeta, e vêm sofrendo os mais diversos tipos de pressão, especialmente de origem antropica, gerando sensivos reduções na abundancia dos recursos pesqueiros o que representa uma séria ameaça ao desenvolvimento sustentavel.

A cadeta alimentar, ou o ciclo de vida marinho, é profundamente dependente dos organismos fitoplanctónicos que, usando o gas carbónico e os putrientes contidos na água do mar, sintenzam a maior parte dos compostos orgánicos necessarios à existência da vida marinha. Esses microorganismos constituem i primeiro nivel da cadeta al mentar do meio marin io, apresentando maior abandáncia na superfície dos oceanos até a profundidade maxima de penetração da luz solar (40-50 metros de profundidade), a camada fótica.

Desta torma, maito embora as áreas compreendidas pelas plataformas continentais representem, em superfície, apenas uma pequena porcentagem dos oceanos, elas sao responsaveis por mais de 90°, de toda a proteina anima retirada dos oceanos pela atividade econômica humana.

De forma simplificada, o segundo nível da cadeia alimentar dos oceanos é representado pelos animais herbivoros, que também vivem na zona fotica e que se alimentam do fitop âncton. Os carnivoros menores (sardinhas, anchovas, etc., que se nutrem dos herbivoros compreendem o terceiro nível da cadeia alimentar.

Este terceiro nível e formado principalmente por organismos que possuem tocomoção própria, necton, e que ocupam todos os ambientes dos oceanos desde as regiões próximas às costas (ambiente nerítico, até as grandes profundidades, compreendendo os ambientes hemipelágicos (zona batial) e os pelágicos (zonas

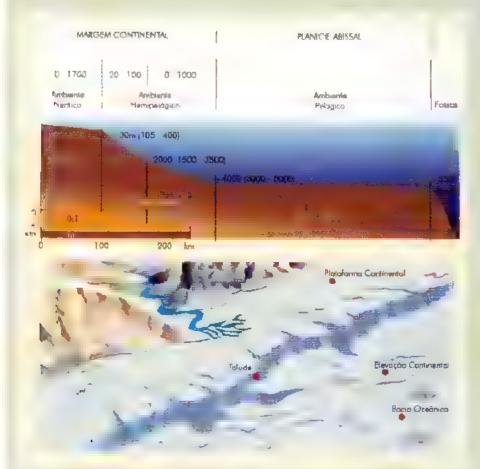


Fig. 13.20 Ambientes marinhas.

Os carnívoros do 3º e 4º níveis (carnívoros maiores) servem de alimento para o ser humano, que pode ser entendido nesta simplificação da cadeia alimentar do meio mannho como o quinto (5º) e último elo da cadeia alimentar dos oceanos.

abissal e hadal) (Fig. 13,20).

A partir da transformação dos processos artesanais de pesca para os processos industriais, a explotação de recursos vivos mannhos tem resultado em um grande incremento da produção pesqueira, especialmente de algumas especies, visto que, das mais de 25.000 espécies conhecidas do meio marinho, não mais do que 300 são aproveitadas comercialmente para o consumo humano ou na industria de transformação como proteína concentrada (familia de peixe) para ração animal. (Fig. 13, 21).

De acordo com a I AO foram pescadas, em 1997, cerca de 75,500 000 toneladas de peixes marinhos, sendo que o Brasil contribuir, com apenas 480 000 toneladas. Dados mais recentes obudos pelo Pro eto REVIZEE (Re cursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva) indicam, para o Brasil, uma potencialidade para os recursos pesqueiros marinhos da ordem de 1,5 milhoes de t/ano, com os desembarques efeuvos da pesca nacional em valores abaixo das 700,000 toneladas anuais.

As características tropicais e subtropicais das regiões da margem continental bras le ra são lamitantes à abundância de grandes estoques pesqueiros, mas perm tem a existência de especies bem variadas.

Na região Sul, predeminam a merluza, a corvina, a pescada, havendo também um grande estoque de camarão. No Centro Sul, são mais comuns a sardinha e o camarão. Nas regiões Nordeste e Norte, predominam as lagostas e o pargo, além do atum e do peixe-voador.

A pesca predatória e a ausência de medidas de ordenamento eficientes à indústria pesqueira têm ocasionado, na última década, uma diminuição dos estoques de recursos vivos do meio marinho, o que poderá ser superado com a limitação da pesca de determinadas espécies em volumes e em periodos definidos do ano e principalmente através do desenvolvimento de técnicas de aqüicultura, que consistem em controlar diretamente o crescimento e a reprodução de organismos marinhos confinados. Embora ainda de aplicação limitada, a aquicultura ja é responsavel por cerca de 3% da produção e consumo mundial de peixes marinhos.



Fig. 13. 21 Arte da pesca Foto: Alessandro A.R. Athiê.

A descarga solida total de sedimentos dos sistemas fluviais para os oceanos, na superficie do planeta, está entre 15 00 x10° a 20 000x10° t/ano. Desta forma, o no Amazonas continous com uma carga de sedimen tils entre 70° e 9° para os oceanos e com cerca de .0° o do total de agua doce

O litoral Nordeste ou Litoral das Barreiras caracteriza se pela presença, junto á costa, de tabuleiros terei mos da Fermação Barreiras estendendo se até a baía de Todos os Santos, Bahia (Fig.13.22). E um setor da costa dominado pelo clima seco, principalmente ... norte de Rio Grande do Norte, e por uma tendência marcada de processos erosivos da costa.

O compartimento Leste ou Oriental tem o Cabo I rio (Rio de Janeiro como seu limite sul. E um trecho do litoral brasileiro marcado pela desembocadura de ilguns grandes rios (Doce, Jequinnhonha) e pela for mação de extensas planícies de idade quaternária Mercee destaque, neste trecho, a ocorreiroa dos parteis de Abrolhos, construidos por organismos com estrutura carbonatica sobre elevações de natureza vul-

cânica mais antiga. Na plataforma de Abrolhos, forma ções calcánas constituem um relevo irregular com parcéis e cabeços pontiagudos que atingem a superfície do mar

Do Cabo Fr.o até o Cabe de Santa Marta (Santa Catarina), desenvolve-se o litir al Sudeste, também de nominado Latoral das Escarpas Cristalinas. E marcado pelas encostas da Serra de Mar proximas a costa, tavo recendo o desenvolvimento de pequenas planícies costeiras ou de praías de bolso entre costões rochosos.

O litoral Su, prolonga se até o limite mendional do território brasileiro (Chuí, RS) em uma lin ia de costa ret línea, desenvolvida a partir de uma sucessão de cor dões arenos is, depositados em perí idos de nivel de mar mais altos que o atual. Essas sequencias de cordoes leva ram ao desenvolvimento de varios am mentes lagunares, destacando-se as lagunas dos Patos e Mangue ra

Geomorfo.ogicamente, o Atlântico Sul tem sido di vidido em três grandes domínios fisiograficos. Margem Commental, Assoalho das Bacias Oceânicas e Dorsal Meso-Atlântica.



Fg 13.22 At oramento da Formação Barreiras.

13.4.1 A margem continental

Constitua a un dade de transição en relo continente emerso e o assoa no oceanico, abrangendo uma sabcavisão ong tudinal à costa car très provincias bem individualizadas prataforma continental, talude continental e elevação ou sope continental. Este domínio marca o britte entre a crosta continental e a crosta oceanica e suas provincias são geneticamente relacionadas aos continentes. A Margem Continental Brasileira , Fig. 13.23) e subdividida em tres grandes setores, transversalmente à costa: Norte ou Equatorial, co Cabo Orange (AM) ate o Cabo Calcanhar (RN): Leste, do Cabo Calcanhar ate Vitóna (FS), e Sal, de Vitona ate rextrem i sul brasileiro. Estas subdivisões foram ela poradas principalmente a partir das características topograticas mais peculiares de cada setor e, secundariamente, das diferenciações geneticas e estruturais entre cada segmento da margem continental, Essas pecultand ides resu taram, por sua vez, em uma evolução sedimentar particular para cada um dos setores

A Plataforma Continental Brasile ra apresenta suas mai tres dimensões junto à foz do rio Amazonas, com arguras de cerca de 351 km, na região de Abrolhos 246 km), e ao longo de todo o seror sul, onde atinge cerca de 240 km na trea entre Santos e Canancia (SP).

A Margem Continental Sul prasau um espesso pa cote de sedimentos terrigenos. A presença de um complexo serrano junto à linha de costa, representan do um declive acentuado e uma a área emersa e a area oceanica, associada a uma continua e prolongada subsidêne a da área marir ha, origii ou a torrinição dessa sequência sedimentar. Esta deposição, avançando con tini amente mar adentro, resi, tou no estabilect pento de uma plataforma larga com ama suave transição para o talude continenta.

A plataforma Leste, gerada mais recentemente que a plataforma Sul, durante o evento de formação co Atlantico Sul, apresenta largura reduzida, atingindo am mínimo de 8 km de largura defronte a Salvador (BA), onde ocorre uma transição plataforma i talude continental situada a pequenas profit ididades com contribuição de sedimentos terrigenos pouco expressiva na modelagem do relevo submanno. Esta pequena contribuição de sedimentos terrigenos, associada às ca racteristicas da circulação oceánica, com missas diquade temperatura elevada e salina, implicaram o desen volvimento de extensas formações calcarias de algas ocoasis e no predomínio de sedimentos biogênicis.

A transição entre a plataforma e o talade continental, conhecida como quebra da plataforma, tam sem c



Fig. 13.23 A topografia e a compart mentação geomorfológico da margem continental bi-si e ra é dos turidos ocean cos adjacentes

diferenciada e nicada setor, estando lucalizada entre as isóbatas de 75 e 80 metros no setor Norte, 40 e 81 metros no setor Leste e até 160 metros no Setor Sullista transição é recortada por câmons e canais, testemunhos de drenagens desenvolvidas quando o nivel do mar está mais baiso, ou por depressões originadas a partir do deslocamento de sedimentos, como fluisos de massa subaquisos, do talude superior para o oceano profundo. A distribuição dessas feições ao lonigo do talude continental brasileiro é descontinua, e a aparente falta de conexão entre a drenagem continental trua, e os vales e cântons da borda superior do talude continental sugerem a inatividade atual de algumas dessas feições como elemento de transferencia da carga de dimentos terrigenos para o oceano profundo.

O talude continental apresenta declividades acenmacas (4° a 12° em sua porção superior e 1,5° a 2° na interior) e alcança, na margem continenta, brastieira, profundidades entre 2 (00 e 3 200 metros; no Norte, entre 1 600 e 3 600 metros, no Leste, entre 2,000 e 3 000 metros no Sal

Em trechos ao longo de todo o ta ude continental, es relevos acentuados são sabstituídos por niveis me nos inclinados, sub horizontais, formando **platôs** ou **terraços marginais**. Os platôs marginais mais proe minentes da margem continental brasileira encontram-se na margem Liste (Platô do Río Grande do Norte e Plito de Pernambuco) e na margem Su. (Platô de São Paulo

A Elevação Continental ou Sopé Continental é a provincia fisiografica mais desenvolvida da margem continental brasileira. Sua cobertura sedimentar e constituida predominantemente por sedimentos terrigenos, provenientes da plataforma continental, transportados e depos tados por fluxos gravitacionais de massa deslizamentos, correntes de turbidez) da borda esterna da plataforma e do talude continental. A elevação continental do Atlântico Sul oriental desenvolve se a protundidades que variam de 2,000 a cerca de 5,000 metros de profundidade. Na porção externa da mar gem continental brasileira (talude e elevação continental), destacam se duas marcantes feições: o cone submarino do Amazonas, ao norte, e o cone do Rio Grande, ao sul-

O cone do Amazonas abrange uma área que se estende da borda externa da plataforma continental até a elevação continental, ao largo da costa do Amapa, projetando se por cerca de 7.0 km para norte, atingindo profundidades entre 4,750 e 4.850 metros na planície abissici de Demerara. O corre de Rio Grande, de metro expressão, se desenvolve desde : horda da plata orma do Rio Grande do Sul ate profundidades de 4,000 metros.

Assim como as feio es atuais do re evo de funda, a distribuição dos sedimentos que recobrem a piata forma confidental brasile ratem seus processos evolutivos intimamente relacionad is as variações relativas do níve, do mar, ocorndas ao longo do Quaternario, que foram responsaveis pela redistribuição da cobertura segimentar inconsolidada dos funcos marinhos, desde o áltimo grande evento glacial ocorrido ha cerca de 18 000 anos. Em consequencia, ocorreaum rebaixamento do nivel de mar em cerca de 110metros, expando à atmosfera quase toda a Platatorma Continental Brasileira, deslocando progressivamente a 1 nha de costa e os ambientes costeiros em otrecie 70 oceano profundo (regressão marinha). Esses amb en tes costeiros, relativamente planos e predominantemente arenosos, dissecados por uma rede de drenagem que avançou sobre a plataforma, companhando o recubrelativo do nível manaho, foram tem ade llaos no even o subsequente de subida de nível do mar-

tradas na plataforma continental brasileira onde escarpas, terraços e paleo quinas represent mire na nescentes de anugas linhas de costa, construidos em períodos de estabilização do nivel relativo do mar durante o precesso de subida do nivel do mar transigressão marinha ocorrido apos o evento glucias do Piestoceno. Este remocelação, resultado da interação dos processos oceanográficos sobre os fundos mo veis, representa também, em grande escala, o pacião de distribuição sedimentar que recobre, a tualmente, a Plataforma Continenta, brasileira.

Na plataforma continental norte predomina a ocorrência de extensis faixas constituidas por areias hemarredondadas, alem de fragmentos calcarios amplamente distribuidos.

Na plataforma continental leste, as construções calcánas, de natureza bi gênica, dominam os fundos marinhos com a presença, entre a linha de costa e as construções carbonáticas mais externas, de fa xas continuas de arcias subarcostanas e arcias biodetriticas. Na região mais ao norte da plataforma continenta leste, a ocorrência de construções car ionía e is proximas à i nha de costa reduz a ocorrência dessas faixas de sedimentos arenosos. Uma interrupção no padrão deposicional da plataforma continenta, leste ocorre na



regiao de influencia do rio Sao Francisco, onde estão presentes faixas de lamas terrigenas. Ao sul desta área até a região de Vitoria (Espirito Santo), as construções tarbonáticas encontram-se mais afastadas da costa, em razão de um sumento relativo da contribuiça : terrigena, proveniente de vános nos que desaguam no meio marinho, tais como o Rio Doce e o Rio lequitmbonha

A plataforma continenta, sul caracteriza-se poi apresentar o predominio de areias quartzosas, com contribuição secundaria de carbonato biodetritico, sendo que suas areas mais externas são recobertas por termos finos (s.ltes e argilas), que se associam a faixas de seamentos de natureza carbonatica. I stes altimos são compostos por conchas e restos de moluscos, foraminiferos, algas calcarias, briozoários e equinodermos, entre outros

13.4.2 O assoalho das bacias oceânicas

O Assoalho das Bacias Oceanicas é constituido essencialmente por crosta occánica, gerada na ruptura e separação crustal, podendo estar recoberto por sedimentos de naturezas e proveniências diversas.

O assoalho das bacias oceánicas é constituido por areas de relevo relativamente plano, nivelado por de positos de currentes de turbidez e sedimentos transportados por correntes de fundo. Os fundos oceanicos do Atlântico Sul Oriental são pouco conhecidos, tendo sido compartimentados principalmente cotti base em levantamentos batimetricos e geofísicos.

 C) relevo relativamente plano das planícies abissais. do Atlantico Sul Oriental e interrompido, em algumas áreas, por altos topograficos vucânicos, que abrangem extensas áreas dos fundos das bacias occámicas glevações oceanicas). Eventos vulcânicos mais localizados foram também responsaveis pela formação de coanas ou montes submarinos que podem estar agrupados em cadeias ou alinhamentos, e ocorrem disseminados em todas as províncias da regian oceánica adjacente do Brasil. As elevações do Ceará, no set in norte, e i e evação do Rio Grande, no setor sul, consuluem as duas mais destacadas ocorrências anómalas de efusivas basalticas, de expressão regional nos tuncos abissais do Atlantico Su. Orienta.

A Cadeia Norte Brasileira e desenta como um conunto de colmas e muntes submarinos, com ama crista quase continua com cerca de 1,300 km de compri-

mento por cerca de 45 a 75 km de largura, elevandose, em media, de 300 a 400 metros a partir do fundo oceánico. A Cadeia de Fernando de Nori ona e cons ntuida por um agrupamento de montes, alinhados na direção leste-oeste, elevados desde cerca de 4,000 metros de profund dade até a superfície. Esta cadeia estende se desde o talude confinental até o arquipe ago homôn mo, que representa o topo de um monte submanno cuja base tem diâmetro aproximado de 60 km O Atol das Rocas também representa um mente da mesma cadeia, com top llocalizado quase a superticie do mar, colonizado por organismos mannhos.

13.4.3 A dorsal meso-atlântica

Trata se de uma cadeia montanhosa na porção central do Atlantico, representativa dos eventos magmaticos recentes de formação de crosta occanica no Atlantico Sul. Constitui o amite geografico de separação, com sentidos divergentes de pre pagação, das placas Sul americana e Africana (Caps. 6 e 17) Apresenta uma cobertura sedimentar pouco expressiva, em decorrência da intensa atividade vucapica associada a átea

A ensta da cordi heira define a linha méd a que subdivide o Oceano Atlântico em duas porçoes geomorfologicamente semelhant, s; varia a sua profundidade entre 1.800 e 3 000 metros e a largura entre 100 e 400 km. A região central da crista e . ss nalada por uma depressão (rdf ratter) de 25 a 60 km de largura, alcançando profund.dades de até 4. 100 metros.

13.5 Ocupação, Conhecimento e Exploração do Litoral e Margem Continental Brasileira

Multo antes do Descobrimento, a I toral brasaciro foi ocupado e explorado pelo ser humano. Os ina meros sambaquis, presentes no atora su e sudeste, são testemunhos de que povos habitaram e exploraram os recursos alimentares de praias e outros ambientes costciros.

Datam do periodo colonial as primestas intervenções humanas sobre a linha da costa, tais como portos e cais de atracação em cidades como o Rio de Janeiro, talvez a cidade brasileira que tenha sofrido as maiores modificações de sua configuração costeri-

13.3 Reconstituindo o passado dos oceanos

O est, do de sequências sedimentares dos fundos marinhos, iniciado após o termino da Segunda Guerra Mandial, teve um grande impulso apos o Ano Geotisico Internacional (1956-1957) e, mais espetacularmente, durante a decada de 60, com o desenvalvamento do "Deep Sea Dri ang Project" (DSDP). As perfurações nos assealhos das bacias occanicas, realizadas com o navio Glomar Challenger, permitiram consolidar as bases comficas da Teoria da Tectonica de Placas. Cap. 6 , atraves da determinação da idade dos fundos oceánicos e da configuraça, pre enta dos confinentes e a partir de dados paleomagnéticos "E g 13.24).

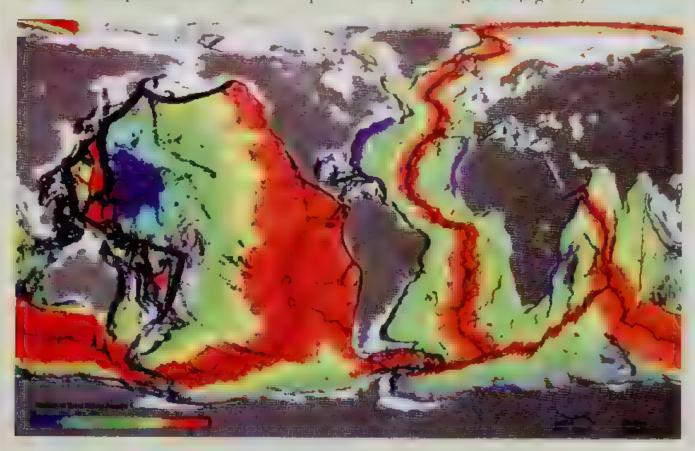


Fig. 13.24 A îdade da crosta aceânica do Atlântico

O Projeto DSDP deu lugar a um outro projeto, intitulado "Ocean Drilling Project" (ODP), cujas perfurações acham se a cargo do navio Joides Resolution (Fig. 13.25) Ambos os projetos têm permitido a obtenção de milhares de metros de testemunhos de sondagens, nas mais diferentes profundidades dos fundos oceánicos, e contribuem não só ao estabelecimento da evolução paleogeográfica do planeta, como também à identificação das variações da circulação das correntes marinhas e do clima da Terra, com especial enfase no Cenozóico.



Fig. 13.25 Nov o de perfuração Resolution

Em escala mais detalnada, e possivel analisar variações ambienta s em intervalos mais curtos, de milhares ou ate centenas de anos, atraves de estudos realizados em testemunhos dos sedimentos coletados. Esses estudos envolvem a analise da extura, composição quim ca, sotopica e in nera ligica dos sedimentos, indicadores paleomagnéticos, densidade e, ainda, as associações de microfósseis neles presentes. Hoje, com esses indicadores palcoceanográficos e palcoclimáncos, é possível estimar a temperatura da agua do mar, de um determinado período, nos ultimos 20,000 anos, com uma precisão de 0,5°C.



Fig. 13.26 M ni submarino. Equipamento utilizado para proporcionar do homem uma visão e possibilitar a amostragem das grandes profundezas dos oceanos.

Manti embora tenna sido criada em fevereiro de 1876, por Decreto Imperial, a Repartição Hidrográfica, primeiro organismo brasileiro oficial encarregado de executar o levantamento nidrografico da costa brasiæra, estudos sistematizados para o conhecimento da fis.ografia e geologia da margem continental só pas saram a ser executados a partir do final la decada de 60. Esses levantamentos foram realizados tanto pelo interesse da Petro eo Brasileiro S/A (Petrobrás), que estendeu ao mar a exploração de petroleo, como por programas de carater tecnico elentifico, como o Programa de Geologia e Geofísica Mannha (PGGM), nuciado em 1969 e o Programa de Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira (REMAC), iniciado em 1972. Este último foi responsave, pela execução do mais sistemático reconhecimento fisjografico e geológico de toda a margem continental do Brastl. Todos esses programas envolveram o esforço conjunto de várias instituações de pesquisa do país com interesse no meio mannho

Mais recentemente, para atender as exigencias da Convenção das Nações Unidas sobre o Direito do Mar (CNUDM), de 1982, da qual o Brasil é signatário, foi criado o Plano de Levantamento da Plataforma

Continental Brasileira (LEPLAC). I ste plano tem como objetivo principal estabe ecer os limites do bordo exterior da plaraferma continental brasileira, no se enfoque jurídico e não geomorfo opico, nos termos em que esse limite é definido no artigo 76 da Convenção. Para demarcar esta plataforma, o Projeto LEPLAC (Levantamento da Piataforma Continental lurídica Brasileira) vem executando levantamento se geofís cos e batimétricos de precisao de toda a mai gem continental.

A industria ização do Brasil, incrementada a partir da segunda metade do século XX, trouxe para a regir o costeira tanto um expressor arac de desenvolvimento como também problemas geolog cos relacionados a ausencia de planejamento. Alem disso, processos de exploração turistica com construções em zonas praiais, construção de molhes dragagem de sedimentos para o tras de engardamento de costa e outras intervenções humanas tem promovido modificações na difumica coste ra, tais como a erosão de praias e o assoreamento de baias e estuarios que constituem problemas ambientais

Os fundos da maide n continental brasi em tensicto objeto de exploração mais recente. De uma forma geral, com exceção dos camp is petroliteros principalmente os localizados nas Bacias de Campos e Santos, e de depositos de calcario, o fundo marin io brasileiro é considerado de perspectiva explorator a mineral reduzida. Entretant la exilinação petrolíter tem levado a estudos bastante aprofundados, re ac o nados à ocupaçan do fundo marinho, tanto na nstalação de plataformas e exploração do petroleopropriamente dito, quanto no sea tra isporte. Com a exploração a profundidades cada vez maiores, crescem os problemas relacionados a estabilidade de estruturas de perfuração e exploração no talude e torna se necessária uma melhor compreensão dos processos sedimentares de talude, como as correntes de turbidez

13.6 Perspectivas da Exploração dos Fundos Oceânicos

Passados pouco mais de 1.20 anos da expedição des braxadora do H. M. S. Challenger e mais exercicadas das primeiras determinações de profundidades occanicas por meio de sinais sonoros a bordo do navio alemão. Meteor, a pesquisa dos fundos oceanicas mostra um avanço tecnológico e científico extraordinário.

A pesquisa em Geologia Marinha incorporou a tecnologia de satelites em estudos sobre transporte de sedament is e na determinação do relevo oceânico. Lou pamentos de pesquisa tornam se cada vez mais precisos, confiaveis e baratos, através da incorporação de recursos eletrônicos e computacionais (Fig. 13.26).

Na pesquisa de recursos minerais, as profundidades oceânicas estão, paulatinamente, deixando de ser limitantes na exploração petrolifera. Em cerca de 30 mos, o petroleo passou a ser explorado além dos limites da plataforma continental rasa para até cerca de 2,000 metros no talude continental. Os fundos marinhos sustentam oleodutos, plataformas de exploração, cabos submannos, fibras ópticas e estudos sobre sua estabilidade são cada vez mais necessanos. Nodulos e crostas de sulfetos polimetálicos, associados a zonas de atividade vulcânica, têm revelado uma riqueza em metais de aito valor economico, que desfaz algumas détas miciais sobre sua importância apenas como fonte potencial de ferro e manganês.

Os oceanos e as regiões costeiras são ainda foro de atenção científica, devido a problemas com os residuos gerados pe a atividade económica. Têm sido realizados estudos sobre a viabilidade de acondicio namento de resíduos radioanvos em fundos de planícies abissais tectonicamente estáveis. Muitas vezes, as regiões costeiras são usadas como repositório de materiais das mais variadas naturezas, funcionando como verda deiros lixões para dejetos industriais e urbanos (Fig. 13.27).

Lim adição, interesses estratégicos, como o cálcido do desvio de rotas de misseis, justificam o interesse científico e militar sobre variações nos campos magneticos e gravitacionais dos oceanos

Lim regiões costeiras, pesquisas associando processos sedimentológicos e occanográficos atuais têm sido exaustivamente executadas com vistas á identificação das relações de causa e efe to entre as variações do nível mambio, a atividade antrópica e os processos de tendências erosivas e deposicionais das linhas de costa do planeta.

Existe, ainda, um imenso esforço na pesquisa paleoceanográfica que transcende o interesse meramen te científico e que se apóia nos estudos de tendências de evolução do cuma da Terra. Hoje é possível determinar paleotemperaturas da água do mar, ao longo do Quaternário, com uma precisão de 0,5°C

Finalmente, cabe destacar a forte associação entre os fundos oceárucos e os recursos renováveis. Neste aspecto, é importante ressaltar que os organismos mannhos não se revelam apenas como fonte de alimento; há um grande número de pesquisas nas indústrias química e farmacéutica efetuadas com a ana ise de substâncias extraidas de algas, peixes, moluscos, crustáceos e vários outros grupos de organismos mannhos

Em pouco mais de 120 anos da ciência oceanográfica, muito foi feito na pesquisa dos fundos marinhos. Muito mais ná para ser explorado.



Fig. 13.27 Depós to de resíduos (Ixão). Foto Alan Morgan University of Waterloo, Ontario. Canada

Leituras recomendadas

KENNETT, J. P. Marine Goology. New Jersey: Prentice-Hall, 1982.

Open University. The Ocean Basins: their Structure and Evolution. Oxford: Pergamon Press, 1989.

OSBORNE, R.; TARLING, D. (eds.) The Historical Atlas of the Earth: a visual celebration of earth's physical past. New York: Henry Holt and Company, 1996.

SEIBOLD, E., BERGER, W. H. The Sea Floor: an introduction to marine geology. Berlim: Springer-Verlag, 1996.

MAGLIOCCA, A. Glossáreo de Oceanografia. São Paulo: Nova Stella/Edusp, 1987.

SUGUIO, K. Dicionario de Geologia Marinha: com termos correspondentes em inglês, francês e espanhol. São Paulo: T. A. Quesroz, 1992.



DEPOSITOS E ROCHAS SEDIMENTARES



Paulo César F. Giannini

pos termos conhecido as etapas de erosão, transporte e sedimentação por varios agentes geologicos (Caps. 9 a 13), estudaremos os processos subsequentes que conduzem à formação da rocha sedimentar. Da biografía do grao de quartzo da areia de praia, narrada no Cap. 9, passa a interessar o seu destino final a deposição. A escolha do quartzo ba se se no tato de se tratar do mineral mais comum na maiona das praias. Agora que nosso enfoque se volta para o depósito sedimentar, torna se importan to ressa var que muitas costas (em torno de 20% delas). o formadas de sedimentos pobres em quartzo e em outros materiais sedimentares terrigenos (feldspatos, micas e arguominiciais) e ricos em minerais de origem dobioquinuca e autóctone, de composição química principalmente carbonática em que podem estar presentes sulfatos, fosfatos, nitratos e sais halóides). Exemplos destas costas ocorrem no Norte da Austral a e no lado atlântico da América Central (F & 141) No Brasil, ha exemplos de sedimentação predominantemente carbonática nas costas da região Nordeste. Nas porções mais profundas dos oceanos (abaixo do

nível de base de ação das ondas), existe contraste si milar entre áreas de deposição predominantemente terrigena e áreas carbonáticas. As primeiras concentram se na maior parte da margem continental, até a profund dade aproximada de 2 000 m. Abaixo dessa profundidade, até a cota de 4 000 m, a sedimentação maniha é dominantemente carbonática, à base de la rapaças de foraminiferos pianetonicos (globigennas), exceto nas águas finas da região antartica.

A existência de domínios terrigenos e carbonaucos de sedimentação não é uma exclusividade dos depósitos sedimentares que estão se formando hoje, pois há bacias sedimentares mativas essencialmente terrigenas e outras essencialmente carbonáticas. Listes dominios alternam se ainda na dimensão temporal: bacias ou espessas sequências e tipos específicos de rochas carbonaticas desenvolveram se preferencialmente em certos intervalos de tempo da história da Terra (Lig. 14,2). Por essa razão, o registro sedimentar de muitas regiões compoe se de uma intercalação en tre rochas terrigenas e rochas ca cárias.

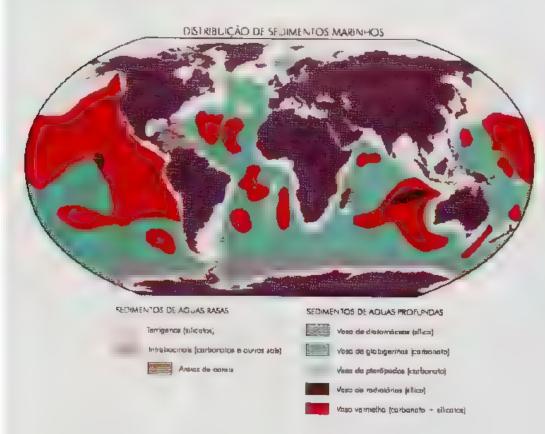


Fig. 14 1 Distribuição atual de sed mentos marinhos e sua composição. O termo vasa desigina de modo genérica um sed mento fino, iamaso.

Ser terrigeno ou ser carbonático: a questão existencial dos depósitos sedimentares

Que fatores de terminam o carater terrigeno carbonático de um deposito sed.mentar? O primeiro pas so para responder a esta pergunta é observar o que as áreas de sedimentação carbonática modema possuem em comum. Analisando a distribuição geografica na Fig. 14 1, nota se que os sítios de deposição carbonática costeira se concentram em regiões de baixa latitude e clima quente. A maioria dessas regioes possui ainda duas outras características marcantes: o relevo pouco acidentado na área-fonte e o clima relativa.

mente seco. Nas águas mais profundas, a distribuição dos carbonatos é essencialmente controlada pela temperatura, daí a escassez de vasas de foraminiferos nos oceanos polares.

O segundo passo é analisar os pontos em comum das fases pretéritas de intensa deposição carbonática (Fig. 14.2). Notaremos que os periodos de maxima sedimentação calcária coincidem com momentos de separação das placas litosféricas (Cap. 6) e expansão dos oceanos. Desse modo, um dos auges de deposição mundial de calcários é o Mesozóico, e em particular, o Cretáceo, época em que a temperatura dos oceanos teria sido mais elevada. Uma conclusão parcial é que a formação de calcários é favorecida pela existência de aguas marinhas quentes, sob clima seco.

O terceiro passo para responder à questão existencial acima e analisar a competição entre a chegada de fons e de materiais terrígenos na bacia. A biografía do grão que foi narrada no Cap. 9 ilustrou a variedade e

PI Pie

intensidade de processos a que o grão terrígeno é c bigado a submeter-se, em seu trajeto entre a irea-fonte e a bacia sedimentar. Particulas de minerais menos estáveis sao parcial ou totalmente dissolvidas, dando origem, assim, a lons em solução na agua. Desse modo, os grãos, em sua tratetória sedimentar, não caminham soz nhos, mas acompanhados de ions, que são a matéria prima

para a formação de depósitos carbonáticos, atraves da precipitação química ou da ação biogénica (Cap. 9). Em qualquer um desses casos, a formação de calcários depende de uma relação ions/terrigenos elevada. O aporte terrigeno configura obstáculo para a formação de calcários: primeiro, por diluir a importancia da sedimentação química e biogenica; segundo, por tur var a água, tornando-a menos propícia para a passagem da luz, e, portanto, para a realização da fotossíntese por parte de algas e bactérias. Assim, ao limitar a existência de vida fotossíntetizante e animais bentônicos associados, a turvação da água imbe a atividade bio construtora e bioindutora. A conclusão é que a formação de calcários é favorecida pela escassez de aporte terrigeno.

Fatores que controlam o aporte terrigeno

Os fatores que controlam o aporte terrigeno deter minam a proporção com que grãos e soluto participam no transporte sedimentar e, em seguida, no preenchimento sedimentar da bacia (Cap. 9). Esses fatores correspondem às condições camáticas, tectónicas, e de proveniência sedimentar (rochas fontes).

A influência do clima resume-se à disponiblidade de água no estado líquido. A agua em circulação atraves das rochas-fontes e das acumulações sedimentares é o veículo fundamental de dissolução química de minerais instáveis. Sua ação é catalisada pelo aumento da temperatura. Desse modo, climas quentes e úmidos favorecem o intemperismo químico (Cap. 8) e a liberação de material tórico facilita, na mesma proporção, o aporte de matéria sólida fina sob a forma de argilominerais, especialmente se não existir cobertura vegetal que contenha seu deslocamento declive abaixo. Desse modo, o clima quente ámido não enega a ser particularmente favorável a formação de calcários na bacia sedimentar. Cl mas secos ou glaciais favorecem a desintegração mecânica da rocha-mão, em detrimento de sua dissolução. Em águas muito frias, sob climas glaciais, a pouca disponibi idade de ions e a elevada solubilidade do carbonato

Fig. 14.2 Distribuição dos depósitos carbonáticos de recifes de corais e algos do longo do Fanerozáico, PC, pré-Cambriano; C; Cambriano; O; Cirdoviciano; S Silumano, D Devaniano; C; Carbonífero, P. Permiano, TR Triássico, J; Jurássico; K: Cretaceo; Pare eoceno; Eoc: Eoceno; Oii; Oi goceno, Mio: Mioceno; PI -Pie. Proceno e Ple stoceno Fonte James, 1979

destavorecem a precipitação de calcários. Nos deser tos quentes, em contraste, a randade das chavas torna as águas pluviais altamente concentradas em ions. Apos a chava, apicamente torrencial e efémera, os i ins em solução podem precipitar se no solo, em lagos ou em mares fechados, devido à alta taxa de evaporação. Alem disso, a solubilidade do olcarbonato na água e reduzi da por sua temperatura geralmente elevada. Assim sendo, os el mas quentes e secos são mais favoráveis à formação de depositos carbonáticos.

Vação da teccônica (Cap. 6), recente du contemporanea à sedimentação, favorece a formação ou manutenção de rejevos acidentados, com areas fonte muito próximas da bacia deposicional. A taxa de erosão nas vertentes tende a ser muito maior que a de intemperismo. Como resultado, o volume de materia sólida deslocado em direção a bacia e tipicamente elevado. No caso oposto, em que a tectônica encontra se mativa, o longo tempo de ação dos agentes superficiats propicia a formação de relevo suave, sobre o qua o transporte sedimentar resulta lento e prolongado. A nizão intemperismo/erosão e o tempo de contato dos sedimentos aos agentes deposicionais são elevados. Sobessas condições, os minerais mais instaveis sotrem dissolução parcial ou total, alimentando a carga de transporte quimico e favorecendo a formição de calcarios e de outros materiais sedimentares autóctones ou alobioquimicos.

A proveniência também pode influir na geração de solutos, uma vez que algumas litologias são mais ricas do que outras em nunerais soluveis nas condições da



Fig. 14.3 Dois aspectos do no Sucuri, em Bonito láguas crista nos e desenvolvimento exuberante de algas verdes (coráceas). O le to deste e de outros nos da região é constituído predom nantemente de biociastos, resultantes do transporte mecânico de cápsulas carbonáticas precipitadas em torno dos talos algáceos. Foto P.C. F. Glannini.

superfície. Alguns dos minerais solúveis que podem estar presentes em abundância na área-fonte são os proprios carbonatos de rochas igneas, metamorticas ou sedimentares preexistentes. Assim, áreas-fonte do minadas por carbonatit is, marmores e ca carios liberam uma razão soluto/detrito elevada, dada a dificuldade de o carbonato manter se insoluvel, principalmente nas granulações mais finas. No Brasil, is bacias de drenagem da região de Bonito (Estado do Mato Grosso do Sal) atravessam essencia mente rochas metacaleárias, o que explica is aguas límp das, a abundância exuberante de algas fotossintetizantes de igua doce (Fig. 14-3) e a formação loca de sedimen tos carbonaticos continentais (Lip. 14-4)



Fig. 14.4 Tutas calcárias precipitadas por escape de CO induzido por turbulência, em correde las toiria Firmoso Bo nito. Exemplo de queda de água em que a sedimentoção predomina sobre a erosão. Foto Dívulgação da Pretestura Municipa de Bonito. Mato Grosso do Nui.

14.1 Transformando Sedimentos em Rochas Sedimentares

A história sedimentar não termina na deposição. Uma vez depositado, o material sedimentar, terrigeno ou carbonatico, passa a responder às condições dum novo ambiente, o de soterramento. Ao conjunto de transformações que o depósito sedimentar soficapós sua deposição, em resposta a estas novas condições, da se o nome de diagênese. Assim como o metamorfismo (Cap. 18), a diagênese é uma transformação em adaptação a novas condições físicas (pressao, temperatura) e químicas (Eh, pH, pressão de ág. ia). A diferença é que o material original aqui é exclusiva mente sedimentar e que os processos de transformação não incluem recristalização no estado sólido, mas dis

soluções e reprecipitações a partir das soluções aquosas existentes nos poros. Agentes e respostas d agenéticas podem envolver aspectos químicos, físi cos e bio ógicos. O termo diagênese é portanto muito abrangenie quanto a natureza dos processos. Se levada adiante, a diagênese pode conduzir à transformação do depósito sedimentar inconsolidado em rocha, só desagregável com uso de martelo. Este processo é conhec do como litificação (lita, em grego, significa rocha).

A diagénese começa no final da deposição e pros segue indefinidamente, não importa qual o grau de consolidação que o deposito sedimentar tenha atingi do Assim, a litificação do depósito é um dos aspectos poss veis da diagênese, mas não o seu processo essente al, nem mesmo o seu estado último

14.1.1 Processos e produtos diagenéticos

A diagênese é caracterizada por um conjunto de processos e por seus respectivos produtos. A importância de cada processo diagenetico varia na dependência do estágio de soterramento e do tipo de rocha sedimentar, se calcária ou terrigena. Os processos mais conhecidos são: 1. compactação, 2 dissolução, 3. cimentação, e 4. recristalização diagenética. Neste ítem, serão descritas e ilustradas as principais feições diagenéticas produzidas por cada um desses quatro processos. As feições mais tipicas de calcários aparecerao desenhadas na cor azul.

Compactação mecânica

A compactação diagenética pode ser mecánica ou química. A compactação química resulta do efeito de dissolução de minerais sob pressão e, por esta razão, será referida no subitem sobre dissolução.

Em escala de grãos, a compactação exclusivamente mecânica (sem envolvimento de dissolução química) abrange dois efeitos possíveis: a mudança no empacotamento intergranular e a quebra ou defor mação de grãos morviduais (Fig. 14.5). O acúmulo de grãos rigidos aproximadamente esfericos, como resultado de processos deposicionais com baixa energia de impacto (queda ou avalancha de grãos na frente de formas de leito, por exemplo) produz um empacotamento aberto, em que os grãos dispoem-se no espaço tridimensional segundo arran os proximos a cubos de faces centradas (Fig. 14.5). Sob o efeito da compactação por soterramento, o empacorimento aberto dá lugar a um empacotamento fechado, de geometria romboédrica. Este efeito é comparável ao que exerceríamos ao tentar comprimir uma puha de bolinhas de gude. Se os grãos não forem análogos a bolas de vidro, mas a folhas de jornal, uma redução expressiva de volume ocorrera muito mais facilmente. O equivalente sedimentologico são os depositos ricos em filossi icatos, mais comuns dentre os depósitos ar gilosos. Uma porosidade inicial tao alta quanto 70%, encontrada em algumas argi as, poderá ser reduzida, por compactação mecânica, para menos de 15%. A compactação mecânica é portanto um fenômeno mais importante em rochas lutáceas que em atenaceas.

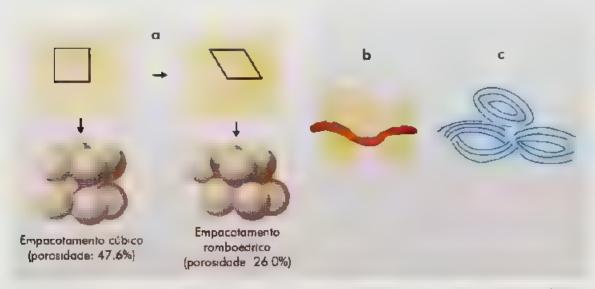


Fig. 14.5 Representação esquemática de algumas mudanças introduz das lem escala de graos por efecto de compactação mecânico la techamento do empactalamento la deformação de graos, ol quebro de boides

Em escala meso a macroscópica (isto é, na escala de amostra de mao à de afloramento), um exemplo da diferença de compactabilidade entre rochas arenáceas e lutáceas é a produção de dobras ptigmaticas em diques clásticos de areia (Fig. 14.6). Os diques de areia são corpos tabulares, com dimensões geramente cen métricas a submetricas, discordantes em re ação a um estrato lutáceo hospedeiro. Eles são formados por sobrecarga ou por injeção de areias fluidificadas nos sedimentos lamíticos ainda moles (durante o esta gio inicial da diagénese, conhecido como diagênese precoce). Após a fase de injeção, a lama hospedeira, submetida ao soterramento, passa a compactar-se mais rapida e intensamente que o corpo discordante de areia njetada, o qual é forçado a deformar se, para ass milar a redução de espessura sofrida pelo estrato de lama.

l quebra mecânica é uma feição microscópica de compactação comum em grãos de minerais duros, pouco maleáveis. O quartzo é mais propenso que o feldspato a formar rachaduras de compactação. A razão é que o feldspato, menos rigido, acomoda se melhor que o quartzo à pressão mecánica. O caso ex tremo de assimilação de compactação mecánica, sem quebra, é exemplificado pelas micas (como outros filossilicatos em geral). Por sua própria estrutura foliada, elas são extremamente flexíveis e amoldam se aos prãos rígidos vizinhos (F.g. 14.5). Analogamente, frag



Fg. 14.6 Dique a ástico de arento muito fino, com dobras prigmáticas, em meio a rocha laminada de arento ondu ado e lamito. Farmação Camarinho provável idade neoproterozoica, Sao Luiz do Purunã (Estado do Parasá) Foto P. C. F. Giannia

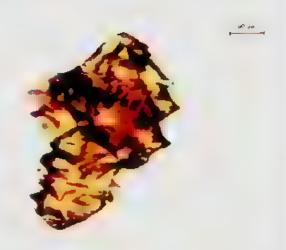


Fig. 14.7 Denteamento (crista-de-gallo) parale o di inhas de ci vagem em grao de estauratita, observado do microscopio. Trata se de terção de dissolução que pode ser originada tanta acima do lenço, de água subterrânea (zana variosa como em meio a ere (zona freática). Grão proveniente de grenito do Baicão do Paraná. Formação Botucatu, Jurássico). Fotomicrograt a E.K. Mari

mentos intraclashos de pelitos (pedaços de lama ar rancados do fundo sedimentar da própria bacia podem ser amassados e introduzidos por grãos ne dos. Se a compactação mecânica for intensi,, o e aste chega a ser espremido por entre os grãos

No caso dos grãos carbonáticos, dissolução e cimentação são fenômenos muito mais importantes que a compactação mecânica, dada a facilidade com que o carbonato se dissolve e se reprecipita, em comparação com o quarizo e o feldspato. Ainda assim, efeitos de compactação mecânica podem ser observados em graos constituintes de rochas calcarias. O exemplo clássico é o dos oótdes (esferóides carbonáticos concêntricos, ver Cap. 9) amassados e com lamelas desmantelação (1 g. 14.5)

Dissolução

A dissolução diagenética pode ocorrer sem ou com efeito significativo da pressão de soterramento. A dissolução sem pressão ocorre apenas pelo efeito da percolação de soluções pós deposicionais, ainda na diagênese precoce. Os minerais suscetiveis ao caráter químico da agua intersticia. (comumente alcalina) sa corroidos ou dissolvidos totalmente. Olivina, piroxênios, anfibólios e feldspatos, por terem com portamento invariavelmente instavel nas condições superficiais, são os minerais máis freqüentemente afetados. Como efeito, exibem term nações denteadas t

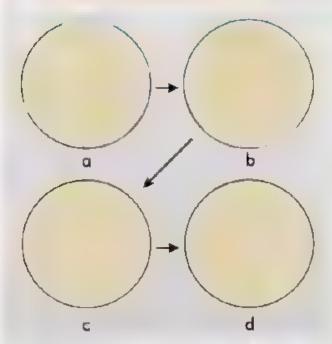


Fig. 14.8 Representação esquemática da evolução dos tipos de contato entre grãos terrigenos, durante a dragênese la contatos pontulais; b) contatos planares; c) contatos câncavo convexos; d) contatos suturados

sulcos ao longo das cirreções de intersecção de cuvagem (Fig. 14.7) ou de geminações. Estas feições têm sido descritas mesmo em sedimentos submetidos a pouco tempo de diagênese, como em areias pleistocênicas e holocênicas

A dissolução sob pressão ou compactação quími ca produz dois tipos principais de teições. Em escala de observação de grãos, afeta a morfologia de contato (Fig. 14-8), que passa de tipicamente pontual, na diagenese precore, para planar, concavo convexo e suturado, com o efeito crescente do soterramento. A mudança do tipo de contato intergranular reflete a interpenetração gradual dos grãos submetidos a lenta dissolução sob pressão. Em escala meso a macroscópica, a compactação química gera estruturas sedimentares de interpenetração parecidas com os contatos suturados. Entre essas estruturas, destacamse superfícies cuja geometria em corte transversal lembra o tegistro de um eletroencefalograma, feição esta denominada estibilito.

Cimentação

A cimentação e a precipitação quí nica de minerais a partir dos tons em solução na agua intersticial. Sob esse aspecto, ocorre em conjunto com o processo da dissolução, através do qual a concentração iômica da

água é gradualmente aumentada. Quanto a composição química, os cimentos mais comuns em rochas sedimentares são os silicosos (quartzo, calcedónia, quartzina e opala), os carbonáticos (calcita, calcita ferrosa, ankenta e sidenta), os ferricos e ferrosos (prota, marcassita, goethita, hemauta) e os alum nossilicáticos fargilominerais como clorita, caulmita, lita e esmectita A precipitação química do cimento depende de sua insolubilidade no ambiente geoquímico intersticia. Como o ambiente intersticial pode variar de um ponto para outro de uma mesma rocha, na dependência de sua composição, porosidade, permeabilidade etc., a cimentação pode ocorrer apenas localmente. O nodalo é uma concentração local zada e bem definida de cimento, criando uma zona visive mente diterenciada dentro da rocha (Fig. 14.9). Lle pode exibir estrutura concêntrica, devida à crista ização gradual do cimento a partir de um núcleo de germinação, e então recebe o nome de concreção. Os nódulos e concreções sao es truturas sedimentares Epicamente diageneticas



Fig. 14.9 Nódulo métrico de carbonata de cálcia em meio a si titos am nados de idade perm ana (Formação Teresina, Afiaramento da serra do Rio do Rastra i Oticans financia a quim, Estado de Santa Catarina), taca ande foi definida a primeira proposta de coluna estra igráfica para a Bacia da Parana (Coluna White). Foto P.C. E. Giannini.

Recustalização diagenética

O termo recristalização diagenetica designa a modificação da mineralogía e textura cristalina de componentes sedimentares pela ação de soluções intersticiais em condições de soterramento. O efeito da recristalização diagenética é particularmente evidente em clastos carbonaticos (oóides, bioclastos e pelotificas; ver Cap. 9). Dois tipos de modificações são mais comuns (Fig. 14.10): o primeiro é a transformação de aragonita em calcita, dois pelimorfos de carbonato de cálcio. Como não ocorre nenhuma mueança es

sencial de composição química, mas apenas de estrutura cristalina e, consequentemente, de forma dos microcristais, este tipo de recristalização diagenética é denominado neomorfismo (em alusão à nova forma). O segundo tipo de modificação é a transformação do carbonato (aragonita e/ou calcita) em silica, em que a composição quinica é drasticamente modificada e o fenómeno recebe o nome de substituição. A substituição de carbonato por sílica é amplamente documentada no registro sedimentar, não somente em graos alobioquimicos como em calcários autóctones e em nódulos e cimentos carbonaticos em geral. Isto se deve ao fato de que sílica e carbonato possuem comportamentos geoquímicos diametralmente opostos. A dissolução de um implica condições favoraveis para a precipitação do outro.

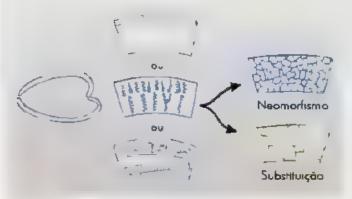


Fig. 14.10 Representação esquemática de carapaças carbonáticas de pelecipodo safrendo dois tipos possíveis de recusta ização diagenética, neomorfismo e substituição

14.2 Componentes de Rochas Sedimentares

Os processos diagenéticos modificam a textura e a mineralogia dos grãos, alteram a forma e a taxa de porosidade e criam novos componentes mineralogicos (minerais autigenicos ou autígenos), sob a forma de cimentos. Desse modo, uma rocha ou depósito sedimentar pode ser dividido em dois grupos de componentes: os que já existiam na deposição e os surgidos durante a diagênese (Fig. 14.11). Chamaremos os primeiros de deposicionais (primários) e os últimos de diagenéticos (secundários).

14.2.1 Componentes deposicionais: arcabouço, matriz e poros originais

Os componentes deposicionais de um agregado sedimentar (rocha ou deposito sedimentar inconsolidado) são três: o arcabouço, a matriz e a porosidade primária. O arcabouço corresponde à fração clástica principal (que dá nome à rocha ou de posito) e as frações mais grossas que esta (Fig. 14.11) Num arenito, por exemplo, o arcabouço são os grãos de tamanho areia (0,062 a 2 mm) e eventuais clasti s na granulação cascalho (> 2 mm)

O material clástico mais fino compõe a matriz (Fig. 14.11). No exemplo do arenito, a matriz seria constituída pelos grãos menores de 0,062 mm, ou seja, grãos de silte e de argila. O comportamento das granulações que compõem a matriz depende da viscosidade do transporte. Fluxos de lama e escorregamentos (Cap 9) transportam e depositam conjuntamente frações síltico argilosas e areno rudáceas. O transporte trativo, em contraste, coloca a argila e o silte fino em suspen são, evitando que cles se depositem junto às frações areia e cascalho. A presença significativa de matriz argilosa ou pelítica seria portanto um traço preferencia de depósitos de fluxos gravitacionais.

Os poros têm importância em geologia do petró leo, pois representam conduto e receptáculo para os hidrocarbonetos. Outra importância da análise dos poros, esta com um campo ainda mais vasto a explorar, reside no estudo de vulnerabilidade de aquiferos (Cap. 7).

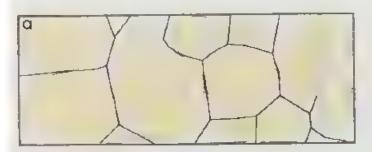
A porosidade primária refere-se ao volume, à geometria e à distribuição de poros que o agregado sedimentar tinha no momento de deposição. E importante ressaltar que se trata de uma feição efémera, facilmente modificavel pelo soterramento, e taramente observável no produto sedimentar final. Assim, a porosidade primária é muito mais frequente como um conceito de que como fesção descritiva concreta. Cunosamente, a distribuição e geometria da porosidado primária só se preserva numa rocha sedimentar quan do é imediatamente preenchida por cimento (e, portanto, quando deixa de se tornar vazia). Ela é entao reconhecida pelo grande volume dos interstreios preenchidos, associado a empacotamento aberto do arcabouço. Nesse caso, o cimento que a preenche é interpretado como precoce (Fig. 14.12). Ele deve ter se formado no inicio da diagênese, logo apos a deposição, restringindo a compactação.

14.2.2 Componentes diagenéticos: cimento e porosidade secundária

Os processos diageneticos incluem dissolução e fragmentação, o que equivale a char poros. Por outro lado, a diagênese é igualmente capaz de fechar poros, seja por compactação, seja pela precipitação de minerais sob a forma de cimento. Desse modo, os principais componentes introduzidos num agregado sedimentar por diagênese são a porosidade secundária e o cimento (Figs. 14-11 e 14.12).



Fig. 14.11 Representação genérica de rochas sed mentares com indicação de seus componentes principais. Fonte Wilson, 1977





100 µm

Fig. 14.12 Desenho esquemático comparando duas distribuições de amento de quartzo em um arenifor a) típico de cimentoção de parasidade primário (cimentação precace) e b) típico de cimentação de parasidade secundário (cimentação tardia).

A porosidade secundaria resulta da interação quimica do arcabouço e da matriz com a água intersticia, favorecida ou não pelas condições diagenéticas de temperatura e pressuo

14.3 Dando Nomes às Rochas Sedimentares

14.3.1 Descrições e julgamentos: nomes descritivos versus nomes genéticos

A classificação das tochas sedimentares não escapa à regra que abrange a grande maioria das classificações encontradas em geologia e na ciência em geral: a de possuir tanto entérios genéticos como descritivos. Não existe nenhum mal metodológico nesse fato, devide que se saiba distinguir os dois tipos de enterios e desde que se conheçam as vantagens e limitações de cada tipo.

Os termos descritivos permitem dar nomes às rochas e são a base solida sobre a qual se pode edificar a comunicação científica bem como qualquer interpre tação genética posterior. Os termos geneticos dizem sobre como se formou a rocha sedimentar e são bastante usados, talvez além do que devenam. Entre outros termos, pode se mencionar varvito, ulito, turbidito, nundito, tempestito e sismito, que, na ordem da citação, representam a matematigação rachasa de estações de um ano glacial, de um depósito na base ou na borda de uma geleira, de uma corrente de turbidez, de uma inundação fluvial, de uma tempestade no mar e de um terremoto.

I ma ciência que tem certezas absolutas sobre cenários tão imaginativos quanto estes que acabamos de mencionar não é uma ciência, mas uma crençal lsto significa que o uso desta classe de termos deve ser feito com extrema prudência, pois serve apenas para totu ar ou etiquetar certos tipos de rocha de modo provisório e não para gravar um nome para a etermidade. Se estes termos têm alguma função, so pode ser a de provocar um questionamento. Ao ler ou escrever um termo genético, lembre-se de que há um ponto de interrogação implícito ao lado do nome. Em outras palavras, as interpretações passam, mas as rochas ficani...

14.3.2 Classificação geral; de onde e como veio o sedimento?

A classificação mais abrangente das rochas sedimentares é a que as divide em alóctones terrigenas, aloctones alobioquimicas e autóctones (termos discutidos no Cap, 9). Estes nomes relacionam se à ocorrencia ou não de transporte mecânico (alóctones x autóctones) e à origem dos graos fora ou dentro da bacia sedimentar (extrabacinais x intrabacinais). Tratase, sem dúvida, de uma classificação genética. No entanto, a simples descrição da composição químico mineralogica das rochas é suficiente para permitir o uso desta classificação: rochas sedimentares quartzofeldspaticas, por exemplo, são praticamente sinônimo de rochas extrabacinais terrígenas, assim como tosforitos, cloretos e principalmente calcários são quase sinonimos de rochas intrabacinais. Trata se de pór em pranca a constatação, comentada no micio deste capitulo, de que os materiais sedimentares dividem-se em dois universos muito distintos e, sob muitos aspectos, antagónicos: o dos terrígenos e o dos carbonáticos

Apesar do antagonismo entre sedimentação terrigena e carbonánica, os dois upos de materiais podem coexistir no mesmo sítio deposicional. Há todas as proporções possíveis de mistura de mater a s terrigenos e não terrigenos numa rocha sed mentar (pelo menos, se ela for alóctone). Desse modo, parece lógico que o material que dá nome à rocha se a aque.c que predomina em volume. Talvez pelo mesmo mo tivo, ou seja, pela possibil dade de ocorrência de grãos terrigenos e carbonáticos lado a lado, rochas terrigenas e calcánas possuem também vános entenos de classif cação em comum, ainda que, em cada grupo, esses enténos conduzam a nomes diferentes. Dividiremos esses critérios em três grupos: texturais, químico mineralógicos e geometricos (relativos a estruturas sedimentares), conforme a Tabela 14

Tabela 14.1 Critérios e termos mais usuais na classificação de rochas sedimentares terrigenas e carbonáticas. Os termos grafados em azul, verde e vermelho são específicos para rochas de granulação, cascalho, areia e lama, respectivamente

lipo de rocha	Caráter do critério	Critério	Termos
Terr geno	Textural	Granu αςαο	Rud (c., oset to)
			2514
			Latrito (perito)
		Proporção de matriz	Arenita, ortoconglomerado
			Wacke, paraconglomerado
			Lamita
		Arredondamento	Conglomerado
			Brecho
	Mineralógico	Proporção QFL	Quartza nua o, quartza
		(quartzo, feldspata, líticos)	arenito/waci
			Rudito feldspático, aren to/w
			e tispa ko
			Rudita (tico, aren to/wacks (tico
		Diversidade ou pureza composicional	Conglamerado aligamítico, cangla merado polimítica
			Fo he ho, to he ho carbonatico
			Talhe ha sil caso, marga, parceian h
	Geométrico	Fissilicade	Folhetho
	(estruturos sed mentares)	Ritmicidade	Rimito
Carbanático	Texturot	Granulação	Calcimudito (do orrudito)
			Carares to (dologrento)
			Calcillatto (dofolutto)
		Tipo de grão / I po de material intersticia	Opesparito, comicito
			Intraesparito, inframicrito
			Bioesporito, biomicrito
			Pe micrito, pelsponto
	M neralógica	Reiação calcita/dotomita	Calcário, dalomito

14.3.3 Classificação das rochas terrigenas

No estudo de rochas sedimentares, o conceito de textura refere se às propriedades físicas de partícula. Sua descrição ou medição pode ser aplicada a cada grão individual. As três propriedades texturais clássicas são o tamanho do grão (granulação), a forma e suas feições superficiais de escala menor (isto é, independente da forma)

As propriedades físicas (e geométricas) cuja avaliação depende do exame do conjunto das partículas não são texturas, mas propriedades de agregados ou de massa. Podem ser incluioas ai a petrotrama (arranjo espacial dos grãos uns em relação aos outros), a porosidade (quantidade relativa de poros), a permeabilidade (quantidade relativa de poros intercomunicáveis, que permitam a passagem de fluidos) e as estruturas sedimentares (arranjo de grãos quanto a qualquer uma das demais propriedades, capaz de produzir um padrão geométrico visível no deposito ou rocha sedimentar). Existem também propriedades de agregado, que são diretamente derivadas de parámetros texturais. É o caso da homogene dade de forma ou de tamanho dos grãos, conhecidas respectivamente como seleção morfométrica e seleção granulométrica. A climinação de matriz é o processo mais simples de seleção granulométrica, o qual será nelado entre os entenos texturais de nomenclatura.

Nomes texturais

a) Nomes granulométricos: rochas rudáceas, arenáceas e lutáceas

O tamanho do grão é a propriedade textural mais utilizada na nomenclatura de rochas terrigenas e a sua medida recebe o nome de granulometria. Os nomes granulométricos das rochas basetam-se nas escalas de tamanho de grao mais utilizadas pelos sedimentólogos, discutidas no Cap. 9. Utilizam se assim os termos de origem latina rudito, arenito e lutito, ou scus equivacentes de origem grega: psefito, psamito e pel to. Para rochas que possuam mais de uma granulação, podemse unlizar termos compostos. Por exemplo, uma rocha com 70% de areia e 30% de silte/argila é um arento lutáceo. Se as proporçoes forem inversas, trata se de um pedto arenáceo. A proporção limitrofe entre um arenito e um arenito lutáceo (ou vice-versa) mais adotada é de ¾ (75%). De acordo com essa convenção, um arenito com 80% de areia e 20% de silte argila não é um aremto lutáceo, mas um aremto (acrescente a expressão com silte-argia, se quiser ser mais preciso)

b) Nomes baseados na quantidade relativa de matriz; arenitos, wackes, ortoconglomerados e paraconglomerados

O processo mais elementar de seleção granulométrica consiste na deposição trativa (Cap. 9) de areia ou cascalho, com manutenção das particulas finas em suspensão. Pode-se dizer que toda corrente (fluxo trativo) ou onda (fluxo oscilatório), acima de um certo nível de energia, é capaz de realizar este upo de seleção. O resultado é a deposição de arcia e/ou cascalho limpos, isto é, sem matriz. Assim, a separação das rochas sedimentares em dois grandes grupos, quanto à presença ou ausência de matriz, é uma classificação que tem implicações genéticas quanto a energia e 20 mecanismo de transporte. Além disso, a identifi cação de matriz em uma rocha sedimentar possui sempre uma dose de interpretação, porque nem todo material lutáceo é matriz a massa fina pode ter-se infiltrado a partir de camadas sobrejacentes durante a diagenese, por exemplo. Um outro fator complicante é que nem toda matriz continua fina após a deposição, porque os filossulicatos podem transformar-se em ens tais maiores durante a diagênese (matriz transformada,. Uma vez que a distinção entre matriz, original ou transformada, e finos de origem diagenética (matriz falsa) pode ser muito difícil em alguns casos, as classifica cões de rochas terrigenas baseadas na observação da matriz não utilizam como critério a simples ausência ou presença de matriz, mas a sua quantidade relativa.

Nos psamitos terrigenos, a fronteira entre rochas limpas e impuras equivale aos 10% de matriz verdadeira, original ou transformada (Fig. 14.13). Os psamitos são classificados como arentos, abaixo desse limite, e como *nackes*, acima dele Um *nacke* pode ser um arento lutáceo ou um lutito arenáceo em que o material fino tem caráter de matriz. Analogamente, o termo lamito inclui lutitos em que o material fino tem carater de matriz.

Dentre as rochas rudaceas, os equivalentes a arenito e audie são, respectivamente, os termos ortoconglomerado e paraconglomerado (Fig. 14.14). Embora alguns autores sugiram quantidades limitrofes de matriz fina como fronteira entre estes dois tipos de rochas (em torno de 15%), o critério mais operacional em trabalho de campo consiste em observar se os clastos grossos (isto é, maiores de 2 mm) se tocam ou se são separados por matriz. Dai falar-se em rochas susten tadas pelo arcabouço (ou pelos clastos grossos) e rochas sustentadas pela matriz.

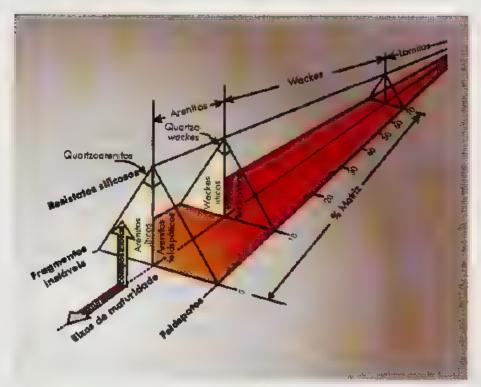


Fig. 14.13 C assificação de arenitos. Segundo Datt 1964

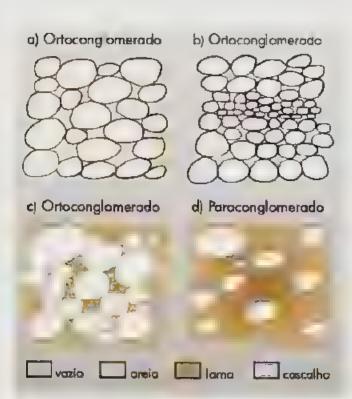


Fig. 14.14 Representação esquemática arto x paracong amerado "a", "b", e "c" são sustentados pelo arcaboliço, enquanto "d" possul arcaboliço flutuante (é sustentado pela matriz). Fonte Harms et a ., 1975

A expenência demonstra que, de inf cio, há certa dificuldade para distinguir, dentre os termos paraconglomerado e ortoconglomerado, qual deles se refere ao rudito sustentado pelo arcabouço e qual se refere ao sustentado pela ma triz. Mais uma vez, a análise etimológica das palavras é muito útil. O prefixo para é o mesmo de paradoxo, e lembra, portanto, contradição. Ortodoxo é usado em português no sentido de dentro das trad ções. O prefixo arta aparece também em ortogonal. Significa, portanto, reto ou correto. Um conglomerado correto, clássico, tradicional, é aquele que tem muito cascalno e é sustentado pelo arcabouço É ortoconglomerado. Já o conglomera do em que a lama, e não o cascalho, sustenta a rocha é paradoxal. É paraconglomerado.

c) Nomes alusivos ao arredondamento dos grãos: brechas e conglomerados

A forma dos grãos não tem s.do formalmente lembrada como entêrio usual de classificação descritiva. De maneira informal, no entanto, costumam se distinguar as rochas rudáceas ou pseñticas de arcabouço anguloso, designadas brechas, das de arcabouço subarredondado a arredondado, denominadas conglometados. Do ponto de vista interpretativo, as brechas são associadas a transporte muito curto de material recém-desagregado, tais como brechas de intraclastos tabulares arrancados de estratos sub acentes (Fig. 14,15), brechas de colapso cárstico e brechas de sedimentos cataclasados. A maioria dos usos do termo brecha encontrada na literatura refere se, como nesses exemplos, a transporte epiclástico ausente ou muito localizado (restrito não somente à bacia como ao próprio síno deposiciona.).

Nomes mineralógicos

Nomes mineralógicos de rochas arenáceas

Os índices mineralógicos de maturidade sedimentar em depósitos terrigenos são a relação quartzo/feldspato, a relação quartzo / fragmentos de rocha não silicosa (considerados mais instáveis) e a diversidade de mineralogia (Cap. 9). Esses parâmetros são

utilizados como critérios para classificar rochas sedimentares terrígenas. Os arenitos têm sido historicamente subdivididos em quartzo arenitos (ou quartzarenitos), arenitos feldspáticos (arcósios, nas classificações mais antigas) e arenitos líticos (ou litarenitos), conforme prevaleçam respectivamente quartzo, feldspato ou tragmentos de tocha instáveis (xistos, basaltos, metapelitos, andesitos, granitos etc.) em sua composição. Deve se ressalvar que os critérios quantitativos, isto é, quanto de cada mineral a rocha deve ter para receber cada qualificativo, variam bastante de autor para autor. Tanto os psamitos limpos, ou arenitos, quanto os psamitos ricos em matriz, ou mackes, podem receber os mesmos três qualificativos; quartzoso, teldspatico (arcoseano) e lítico (Fig. 14.13).

Nomes mineralógicos de rochas rudáceas

No caso das rochas rudáceas, o entério clássico de matteridade mineralógica empregado na classificação é a diversidade composicional. Trata se de um parâmetro inverso de maturidade quanto mais diversificada a composição do arcabouço, mais imatura é a rocha. No entanto, a diversidade composicional depende também da rocha fonte Um conglomerado formado ao pé de uma escarpa de fa ha ativa ou recente, como num leque aluvial ou submarino, tende a ter area-fonte proxima e pouco diversificada, independentemente de seu transporte curto. A baixa diversidade sugeriria matundade alta, mas a matundade real do depósito é baixa. Convém, portanto, não se restringir ao exame da diversidade composicional, e atentar também para o tipo de composição. Em nosso exemplo, muito provavelmente o conglomerado sería constituído por



Fig. 14.15 Brecha intraformacional de matriz arenosa (dois terças superiores da imagem), em contato irregular sobre arenita com estratificação plano-paralela. Rochas permotriássicas da Bacia do Paraná (Formação Pirambóia), na região de São Pedro, Estado de São Paulo. Foto: P. C. F. Giannini.

fragmentos de rocha instável, como granto ou basalto (as litologias mais comuns na crosta), o que denunciaria sua baixa matundade química real.

Desse modo, a classificação composicional das rochas rudaceas é feita em dois passos. No primei ro, classifica-se a rocha, quanto a diversidade composicional do arcaboaço, em polimítica ou oligomítica. O prefixo poli vem do grego e significa muitos/muitas (por exemplo, politécnica). No caso, muita diversidade composicional. O prefixo oligo, de oligarquia por exemplo, indica poucos, poucas. No caso, pouca diversidade composicional. O rudito polimítico pode ser definido como aquele em que mais de duas litologias ou mineralogias são necessarias para perfazer 90% da composição do arcabouço. O oligomítico define se como o rudito em que apenas uma ou duas Ltologias ou mineralogias perfazem mais de 90% da composição do arcabouço.

No segundo passo, classifica se a rocha rudácea quanto ao tipo de mineralogia/utologia que a com poe. Usando o mesmo princípio de classificação de psamitos, os ruditos podem ser subdiv didos em quartizo ruditos, litorruditos e ruditos feldspaticos. Estes últimos são raros na natureza, exceto na dimensão de grânulos ou seixos peque nos, pois são incomuns os cristais de feldspato maiores que poucos centímetros

Nomes mineralógicos para rochas lutáceas

Um instrumento clássico para classificação químico-mineralógica de tochas sedimentares de granulação fina é o diagrama triangular proposto por Alling em 1945. Este diagrama classifica as rochas lutaceas de acordo com a proporção relativa de três componentes (os très vértices do triângulo): argilominerais (filossilicatos hidratados), silica (quartzo, calcedônia, opala) e carbonatos (Fig. 14.16). O triângulo de Alling não se limita ao universo das rochas terrigenas porque grande parte das rochas lutaceas carbonaticas e silicosas tem ongem química e/ou biogênica. Não se limita também ao conjunto das rochas aloctones, pois algumas das rochas calcárias e silicosas finas são formadas por microcristais precipitados in situ. Apesar disso, a classificação é operacional, porque descreve com fidelidade as diferentes misturas de terrigenos e não-terrígenos observadas na natureza, e particular mente frequentes nas granulações mais finas.

Os silexitos e porcelanitos podem receber denominações especificas, que explicitam a forma biologica de ocorrência dos grãos de sílica, como, por exemplo, silexitos e porcelanitos radiolaríncos (ricos em carapaças de um protozoáno marinho denominado radio.a rio), diatomíticos (ricos em carapaças de algas diatomáceas; Fig. 14.17) e espongiliticos (ri cos em espículas silicosas de espongiános). Mais do que os seis termos do triângulo, estas últimas adjetivações dependem necessariamente de um estudo microscopico do deposito e por isso não devem ser utilizadas como denominações de campo.

Nomes relativos a estruturas sedimentares: folhelhos e ritmitos

As estruturas sedimentares deposicionais (marcas ondutadas, estratificações oruzadas e estratificações plano-paralelas) são de fundamental importância na compreensão dos processos de

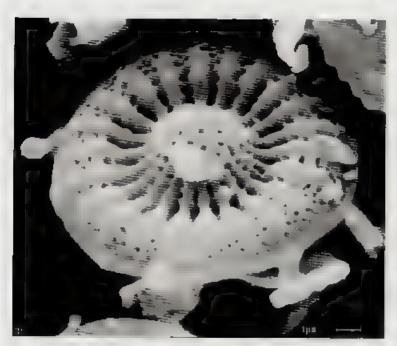


Fig. 14 17 Carapaças sticosas de algas diatomáceas ao microscópla eletrônico de varredura i magem obtida com detector de eletrons secundarios. Fotomicrografia III, Soyeg



Fig. 14.16 Diagrama triangular para classificação composicional de rochas de granulação utácea. Os vértices do triângulo referem-se aos extremos composicionais. As subdivisões internas îndicam as estruturas sed mentares predominantes. Fonte: A₁ ing., 1945

deposição (Cap. 9) e na individualização de fácies sedimentares (unidades de descrição de depositos sedimentares, com possível significado em termos de processo sedimentar). De modo geral, uma

mesma litologia (no sentido visto até aqui, em que litologia resume se a características texturais e mineralógicas) pode apresentar diferentes es truturas. Contudo, a mesma estrutura pode ocorrer em muitos tipos de litologia. Desse modo, a estrutura é tradicionalmente tratada como feição independente da litologia, sem influir na terminologia adotada para a rocha. Exceções encontram-se entre as rochas lutáceas terrígenas.

A relação entre aporte de filossilicatos e estrutura de rochas lutáceas é sugenda no mángulo de Alling (Fig. 14.16). Com a redução no teor de argilominerais, a estrutura do pelito passa de físsil, nos folhelhos, a laminada, nas margas e folhelhos silicosos, e daí a estrutura em camada, nos calcários finos, porcelanitos e silexitos. Pará entender plenamente esta relação entre tipo de rocha lutacea e estrutura sedimentar, é preciso conhecer o significado dos termos fissilidade, laminação e acamamento. São todas formas de estratificação,

14.1 Estratos, camadas e lâminas: os tijolos de construção de depósitos sedimentares

A maioria das rochas sedimentares pode ser subdividida em camadas, estratos ou lâminas. Embora, no senso comum, estes termos pareçam sinônimos, na linguagem geológica existem diferenças entre eles. O estrato e uma unidade física ou visualmente distinta, defin da pela distribuição de suas características sedimentologicas deposicionais (homogêneas ou variaveis segundo um padrão organizado) e/ou pela presença de superfícies delimitantes, de origem primaria deposicional ou erosiva. Os estratos cujas características sedimentologicas variam segundo padrão organizado podem ser títm cos, cíclicos ou gradados. Os númicos alternam repetidamente duas litologias (ABAB...), os ciclicos, mais de duas (ABC hA...); os gradados apresentam mudança gradual de granulação.

A estrauficação é uma superfície de separação física que indica deposição segregativa no tempo e/ou no espaço. E o que delimita dois ou mais estratos vizinhos. Pode ser originada de duas maneiras diferentes:

- I. pausa na deposição com ou sem erosão, ligada a mudança abrupta nas condições deposicionais (energia e aporte). Neste caso, a estratificação é uma superfície formada aproximadamente num so tempo (sincrona);
- 2 seleção espacial de grãos (de diferentes tamanhos, por exemplo) sob aporte e energia constantes. Neste caso, a estratificação não e obrigatoriamente formada num so tempo (pode ser diacrona).

A camada e um estrato considerado fundamenta, em dada escala de analise de afloramento e a lâmina e o menor estrato visível. A fissilidade é uma foliação sedimentar e encontra se abaixo da escala de laminação, pois embora sua existência possa ser visualizada, não e possível ver claramente a olho nu os limites de cada foiha. Esta foliação não se deve a diferença de cor primaria nem a diferenças de granulometria ou minera ogia, mas à orientação deposicional dos microcristais placoides de argilominerais. É a característica distintiva dos folhelhos

Os ritmitos são rochas em que a estratificação pla no-paralela se deve a uma alternância repetitiva entre estratos de duas litologias diferentes. O caso mais comum e a intercalação entre lutito escuro, rico em matéria orgânica, e arenito ou siliito claro. O par claro-escuro compõe a unidade rítmica da repetição. A produção de ritmitos deve-se a dois tipos básicos de processos: oscilações no aporte de material em suspensão, difuso na coluna de água (sobrefluxo ou averflow), ou corren tes densas, de fundo de bacia, de caráter episódico e internitente (subfluxo ou underflow). Neste último caso, o par claro-escuro tende a ser gradado. Os dois processos podem alternar-se num mesmo sitio deposicional, e seu registro aparecer intercalado.

14.3.4 Classificação das rochas carbonáticas

Nomes texturais

Nomes granulométricos: calcarenitos, calcirruditos e calcilutitos

As rochas calcánas clásticas podem ser classificadas segundo a granulação, de modo análogo às terrígenas. Para distinguir a terminologia de calcários clasucos em relação a rochas terrigenas, os termos rudito, arenito e lutito devem ser antecedidos de um prefixo que indique a composição mineralógica da rocha. Têm-se assim calcirruditos, calcarenitos (a forma calciarento seria mais adequada, porêm e menos usual) e calcilutitos, para calcanos de composição calcitica. A porcentagem mínima de arcabouço rudaçeo ou arenáceo necessaria para denominar uma nocha de calcirrudito e calcarenito é de 10%. Desse modo, rochas calcanas com mais de 90% de matriz micrínca são automaticamente class ficadas como calcilutitos. Para calcanos de composição primaria dolomítica, substitui-se o prefixo calci por dolo.

Nomes granulométricos para rochas nãocarbonáticas, formadas de material de dentro da bacia (fosforitos e silexitos)

A classificação granulométrica de rochas carbonáucas segundo Folk pode ser adaptada para rochas clasticas intrabacinais com outras composições quimicas, tais como dolomita, fosfato (colofana) e silica micro a criptocristalinos. Os fosforitos, definidos como rochas sedimentares com mais de 18% de P₂O₄, ficanam assim subdivididos em fosfarruditos, fosfarenitos e fosfalutitos. Os fosfalutitos incluiriam os fosforitos microcristalinos homogeneos, também denominados colofanitos ou microfosforitos. As rochas silicosas, com mais de 50% de sil ca livre, poderiam, de acordo com o mesmo critério, ser classificadas em silicultos, silarenitos e silutitos. Os silutitos incluiriam os silexitos e porcelanitos da classificação triangular de Alang.

Nomes baseados no tipo de grão

A segunda classificação textural mais utuzada para calcários abarca aspectos não contemplados nas classifi cações anteriores, porem importantes na interpretação dos processos deposicionais: o tipo de grão alobioquímico prevalecente (coxdes, broclastos, pelotilhas e attralisoclastos) no arcabouço e o tipo de material intersticial dominante se matriz deposicional ou cimento). A constituição do arcabouço fornece o prefixo do nome da rocha: 00, para oxide, lio, para fósseis (a figura da primeira página deste capírulo é um exempio), pel, para pelotilhas, e tutra, para intralitoclastos. A constituição do carbonam intersticial for nece o sufixo do termo: micrito, para preenchimento dominantemente microcristalino, com carater de matriz lamitica calcána, e **esparito**, para preenchimento dominantemente espático (espato significa enstal), isto e, enstais limpos de carbonato, maiores de 30 mm. Têm-se assimoito nomes, resultantes das combinações de prefixo e sufixo: comicrito, coesparito, biomicrito, bioesparito, pelmiento, pelsparito, intramiento e intraesparito (Figs. 14.18, 14.19 e 14.20)

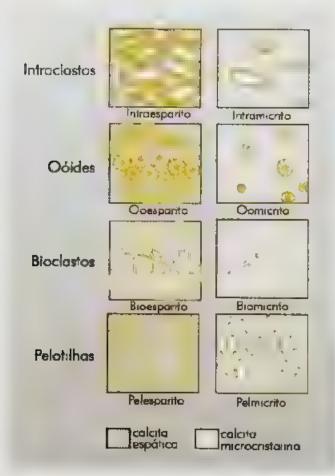


Fig. 14.18 Quadro da classificação de rochas caicarias, baseada no tipo de grão e de carbonato intersificia



Fig. 14.19 Coespar to, abservado em seção delgada (polarizadores cruzados). Notar núcleo de microclánio no obide central. Os grãos possuem cerca de 2mm de diâmetro Calcário da Bacia de Itapara", RJ. Fatamicrografia. A. M. Coimbro ... A. Fernandes e A. M. Gáes.



Fig. 14.20 Biomicrito siliciticado da na a, observado à upa Os biociostos de moiuscos possuem cerca de 0,5 cm de comprimento em média. Fotomicrogratia: A. S. Assato, I. u. Sayeg e P.C. E. Giannin

Nomes químico mineralógicos: dolomitos e calcários

Entre as propostas paramente composicionais de classificação de rochas carbonáticas, a da Fig. 14.21 é provavelmente a mais etilizada. E a não leva em consideração a origem da composição, se primária ou secundária. Adota a definição clássica de rocha carbonática, isto e, aquela que contém pelo menos 50% de carbonaro em sua composição. As rochas com mais da metade de sua massa em carbonato dividem-se em oito grapos. Calcários e dolomitos são as rochas

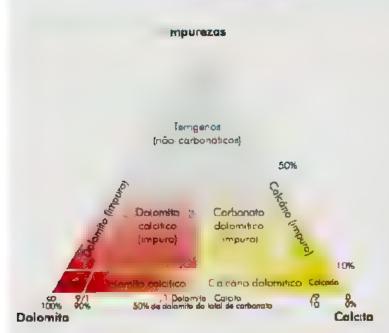


Fig. 14.21 D'agrama trangular para classificação composiciona de rochas carbonáticos cálcia magnesianas

com menos de 10% de impurezas (não-carbonatos) cuja relação dolomita/calcita é de 1/9 e 9/1, respectivamente. Rochas carbonaticas com menos de 10% de impurezas e relação dolomita/calcita entre 9/1 e 1/1 são ditas dolomitos calcários. Reciprocamente, rochas puras com relação calcita/dolomita entre 1/1 . 1/9 são denominadas calcários dolomíticos. Para teores de impurezas entre 50 e 10%, acrescenta se ás mesmas designações (dolomito, calcário, dolomito calcário e calcário dolomítico) o adjetivo impuro.



Fig. 14.22 Extração de ritm ta (nome comercial prodúsia), no Pedreira itaú, munc pia de R a da Sul (SC). Notar que a rocha já é ret rada na forma apropriada a seu usa como piso. P C. F. Giann ni

14.4 Para que Servem as Rochas e Depósitos Sedimentares e para que Serve o Seu Estudo?

A importância das matérias primas sectimentares no condiano das civilizações expressa-se em sua influência histórica na linguagem e nos costumes (Cap. 21). Até hoje, ninguém consegue pensar em sala de aula, por exemplo, sem lembrar de giz, lousa e caderno. O giz era originalmente obtido a partir de rochas calcárias finas, pulverulentas, que deixavam um traço esbranquiçado quando riscadas sobre uma rocha mais dura e 1/52. A rocha dura e 1/52 sobre a qual se escrevia nas salas de aula pelo menos até meados do século XX era o fothelho ou a ardósia (fothelho levemente metamorfizado; Cap. 18). Posteriormente, a rocha foi substituída pelo cimento pintado, mas a cor da pintura continuou imitando o verde-escuro ou o preto característicos dos fothelhos, de onde surgiu a denominação quadro negro.

No caderno, a participação da materia-prima geologica é mais sutil, mas nem por isso menos visivel e cara, no sentido literal destas duas palavras, porque a substância utilizada para clarear o papel é a caulinita, um argilomineral, na maioria dos casos oriundo de depositos sedimentares. Os depositos de caulinita consistem geralmente de argilas esbranquiçadas. No entanto, nem toda argila branca é pura ou mesmo suficientemente rica em caulinita para poder ser explorada economicamente para a indústria de papel. Outros argilominerais podem estar presentes, com propriedades indesejáveis.

O emprego dos argiominerais e assunto suficiente para um avro. Um livro, abas, que ganha pagmas novas a cada dia a tecnologia de argilas é um dos ramos da geologia aplicada que mais cresce, com perspectivas de tornar-se o principal recurso mineral do século XXI, ao lado da água subterrânea e do petróleo. Isto se deve principalmente ao desenvolvimento das cerâmicas especiais, com proprieda des específicas de condutividade e densidade que lhe conferem aplicações tecnologicas na industria eletrônica, na construção civil e na engenhada acronau uca. Mas deve-se também aos usos mais simples porém pouco conhecidos das ar gilas em nosso dia a dia, por exemplo, na fabricação de sabão em pó e remédios, na

limpeza de peles e couros de animais em curtumes e no enchimento de vues sanitarios para gatos domesticos.

Pisos em jardins, terraços e calçadas de dezenas de milhares de casas e edificios brasileiros são revestidos por uma pedra cinza-escura, conhecida comercialmente como ardana, mas que, na maioria dos casos, é um folhelho intercalado em laminação rítimica com siluto. As pedreiras de onde provém este ritimito concentram-se hoje na região leste do Estado de Santa Catarina (Fig. 14.22). No passado, houve pedreiras importantes da mesma rocha na região de Itu (Estado de São Paulo). Uma de as, desativada, foi transforma da em parque turístico (o Parque do Varrito). Se prestarmos atenção a estes pisos de ritimito, encontra remos em sua superficie marças onduladas, produzidas por correntes, e pistas detxadas por pequenos animais (possivelmente attrópodos)



Fig. 14.23 Lajes de arenita silicificada (Formação Batucatu) da região de Ribeirão Ciaro (PR) prontas para comercialização Notar a presença de marcas andu adas na superfície da aje produzidas pela vento que soprou no deserto há mais de 140 mi hões de anos. Foto: P. ... Fonseca e P.C. F. Giannin.

O uso como pedra de revestimento e de construção envolve também os outros dois tipos principais de rochas sedimentares: arenitos e calcários. Arenitos roseos e amarciados constituem exemplo de pedra de revestimento muito utilizada nas casas e conficios do Brasil, principalmente nas regiões Sul e Sudeste. As vanedades silicificadas (isto é, com cimento de silica entre os grãos de areia) são as mais apreciadas, por causa de sua resistência e coesão (Fig. 14.23). Estas rochas provêm principalmente de uma unidade estratigráfica da Bacia do Paraná, a Formação Botucatu, que corresponde a dunas eolicas do final do Jurássico (140 milhões de anos) e aflora em varios Estados do Sul Sudeste do Brasil Em Araraguara (Estado de Sao Paulo), por exemplo, várias calçadas são feitas de arenito, algumas delas com pegadas de pequenos dinossauros!

A importancia dos calcarios como rocha de construção e revestimento remonta aos monumentos pré-históricos e historicos, desde os sambaquis (mon tes de conchas de moluscos construídos pelo homem pré histórico), até os vários edificios das civilizações gregas e romanas, passando pelas pitâm des do Egi to. A famosa esfinge também é constituida de calcario, ainda que não seja propriamente uma construção. Tra ta-se de uma rocha calcária esculpida e escavada *m atue* cabeça, pescoço e tronco da esfinge correspondem a três estratos sedimentares, com resistências e aspectos diferentes

O fato de os monumentos de calcario da Europa, do Egito e do Oriente Médio fazerem-nos pensar imediatamente em coisa velha, não só na idade, mas no aspecto, tem uma parcela de fundamento geológico, quanto à solubilidade e fragilidade física do calcario, evidenciada pela exposição, durante séculos, ao uso e as intempéries. Talvez por isso, nas últimas decadas, os calcários têm ganhado preferência no revestimento de ambientes internos, alem do fato de as tonalidades ela ras, dominantes nesse tipo de rocha, ajudarem a refletir a luz e a iluminar esses ambientes. Daí seu uso, como norma, em pisos e paredes de grandes shoppings

Retornando à casa como exemplo de uso de ma tenais sedimentares, encontraremos o proprio concreto, em que a arcia é um dos ingredientes principals. O consumo da arcia em construção civil cresce na proporção da expansão dos centros urbanos. Assim, não há grande cidade no País que não disponha de uma dezena de lavras desse material, também conhecidas como portos de arcia.

A areia, se de composição quartzosa, é também uma das matérias-primas preferidas pelas industrias de vidro, abrasivos e moldes de fundição. Embora os quartzitos (arenitos metamorfisados) sejam mais puros em quartzo, a exploração de arenitos e areias têm como vantagem a facilidade de desagregação (o que significa econômia de energia e tempo

Os materiais sedimentares são ainda importantes fornecedores de minerais de minérios metálicos e de gemas. A cena do garimpeiro concentrando ouro ou diamante nas aguas de um río, com auxílio de uma bateia, é o exemplo clássico desse upo de extração. Não é raro depararmo nos com uma película de areia de cor diferenciada concentrada na parte alta de uma prata (Figs. 14.24 e 14.25), no banco de um río meandrante ou no flanco de uma duna. Trata-se de concentrações superficiais de minerais pesados, atra

vés da atuação h.dro ou acrodinâmica de agentes sedimentares naturais. Estas concentrações, denominadas pláceres, constituem uma das fontes principais de extração da maioria dos minerios metálicos e preciosos, entre os quais: ouro, ilmenita (minério de titànio), cassitenta (minerio de estanno), diamante, corindon (nas suas variedades gemológicas rubi e safira), crisoberilo (na sua variedade gemológica alexandrita), topazio, monazita (fosfato de terras raras empregado em rea tores nucleares) e granada (mineral semi precioso, também usado como abrasivo). O mineral que predomina e confere cor negra à maioria dos depositos de placer é a ilmenita (Fig. 14.24). No entanto, conhecem-se pláceres com diferentes colorações, de acordo com o mineral dominante (Fig. 14.25). Os pláceres de areia de Guarapari (Estado do Espírito Santo) devem sua cor amarelada à alta concentração de monazita.



Fig. 14,24 Concentração natural de m nerais pesados escuros em praia do su da Bahio Oteor de minerais pesados nas areias da superfície dessa praia varia com a energia das andos, Foto A. M. Caimbra e L. A. P. Sauza



Fig. 14.25 Praia do Fomo, em Armação de Búxios (RJ) A cor rósea dos areias deve-se à elevada concentração de granada, proveniente dos biolita-granada xistos que circundam a praia Foto. P. C. F. Giannin

Leituras recomendadas

- FOLK, R. L. Petrology of Sedimentary Rocks. Texas: Hemphil's Publish, 1980.
- FRIEDMAN, G. M. & SANDERS, J. E. Principles of Sedimentalogy. New York: John Wiley & Sons, 1978.
- PETTIJOHN, F. J. Sedimentary Rocks. New York: Harper & Row, Publ. 3 ed., 1975.
- SCHOLLE, P. A. A colour illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, coments and poronties of sandstone and associated rocks. Tulsa: AAPG (Memoix n° 27), 1978.
- SCHOLLE, P.A. A colour illustrated guide to constituents, textures, cements and porosities of sandstone and associated rocks. Tulsa: AAPG (Memoir nº 28), 1979.
- SKINNER, B. J. & PORTER, S.C. The Dynamic Earth. New York: J. Wiley and Sons, 1995.
- TUCKER, M. E. Sedimentary Petrology: an Introduction. Oxford: Blackwell, 1981.

15

EM EUSCA DO PASSADO DO PLANETA: TEMPO GEOLÓGICO

Thomas R. Fairchild Wilson Teixeira Marly Babinski da natureza humana refletir sobre si e sobre o mundo ao seu redor. A consciência deu ao ser humano o domínio do tempo presente penso, lego existo — mas também o desejo de saber do seu passa do e da origem do seu mundo para poder entender seu lugar na Natureza e enfrentar o futuro. Todo povo, desde os tempos pré-históricos, guarda seus mitos e histórias sobre sua origem e a chação da Terra. Com o notavel desenvolvimento das ciências nos últimos três seculos, a humanidade finalmente começou a desvendar, objetivamente, essas questões e os mistérios do mundo em que vive

E é a Geologia, centrada no estudo das rochas, que nos auxilia nessa tarefa fascinante e difícil por que, ao contrário das ciências exatas, trata se, em essência, de uma ciência histórica, fundamentalmente dependente do elemento tempo. O físico ou o quimico, por exemplo, observa e analisa fenômenos atuais — experiências e reações rigorosamente controladas. O geologo, contudo, busça entender fenômenos findados, já há milhares, milhões ou ate

bilhões de anos, pelo exame do registro geológicos das rochas, fósseis e estruturas geológicas. Esse exercício trabalhoso é complicado ainda mais pela natureza incompleta e, comumente, muito comple xa do registro (Fig. 15.1) e também em função da superposição e repetição de fenômenos ao longo da historia geológica.

Para ordenar e comparar eventos passados, os geologos desenvolveram uma escala de tempo padronizada e aplicada no mundo inteiro. Neste capitulo, veremos como se divide o Tempo Geologico e como a mudança paulatina na sua concepção e magnitude revolucionou nossa percepção da própria história da Terra. Veremos também como e possíve estabelecer a idade das rochas, seja por meio do estudo dos fós seis, seja pela medição de isótopos radioativos e radiogên.cos, avanço que culminou com a definição da idade da Terra em 4,56 bilhões de anos. Diante dessa dimensão temporal, refletiremos quão pequeno é o ser humano no espaço-tempo e quão insignificante e sua civilização milenar.

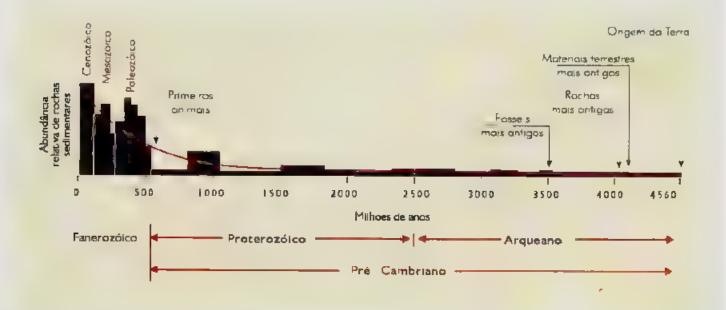


Fig. 15.1 Distribuição de rachas sed mentares no registro georágico. A curva da média de rochas sedimentares preservadas ao iongo do tempo geologico sugere que o registro diminul quase que geometricamente com a dade. Será que realmente houve menos sed mentação no passada? Claro que não. Nossa dificuldade de compreender a imensidão do tempo envolvido é que nos da esta impressão errônea. Além disso iquanto mais antigo o registro sed mentar imenores serão suas chances de ter escapado da destruição erosiva ou transformação metamártica.

Stereosternum tumidum, um membro do grupo dos mesossauridos, conhecidos apenas na bacia do Paraná e na bacia contemporânea de Karroo na Átrica do Su extintas há 245 milhões de anos. Embora aquáticos os mesossauridos não eram nadadores suficientemente fortes para terem migrado da Africa para América do Su. Simborizam, portanto, uma das evidências da um ao pretênta destes continentes antes da abedura do aceano Atlántico. Camprimento máx mo. 45 cm. Foto: Sérgio F. Beck

15.1 Como Surgiu a Geologia e uma Nova Concepção do Tempo

15.1.1 Concepções iniciais da idade da Terra e o princípio da Geologia

A idéia de que a Terra podería ser extremamente antiga so emergiu nesses últimos dois séculos, como consequência dos dois grandes movimentos da cultura ocidental que consolidariam a Geologia como uma ciência:

- Durante o lluminismo o ser humano substituiu as explicações sobrenaturais para fenômenos da Natureza por leis naturais, fruto de descobertas da observação, pesquisa científica e emprego do senso comum
- Com a Revolução Industrial, incrementou se a demanda por matérias-primas e recursos energéticos oriundos da Terra

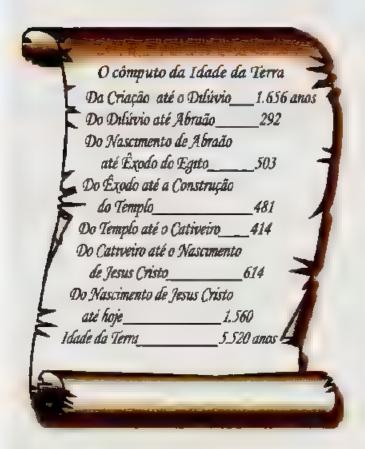


Fig. 15 2 O concerto med eval da idade da Terra. Esse cálculo da idade da Terra, baseado nas escrituras biblicas, foi publicado na Crónica de Cooper, em Londres, em 1560 ium século depois, a Arcebispo Ussher apresentaria o último (e mais detalhado) estudo deste tipo

Antes disso, nem se cogitava que o mundo pudesse ser "imperfeito" ou muito antigo por causa da forte in fluência religiosa no pensamento intelectua, da época. O judaismo pré-enstão, por exemplo, concebia a Terra como tendo apenas poucos milhares de anos, Idéia semelhante continuou a ser difundida ao longo da Idade Media e Renascença por sábios na Europa, que geramente afirmavam que a criação do mundo, em coerência com a Biblia, se deu ha cerca de 6.000 anos (Fig. 15.2). Tal concepção transformou-se definitivamente em dogma em torno de 1650 quando o religioso Arcebispo Ussher (1581) 1656) (Fig. 153a), primaz da Irlanda, publicou volumoso tratado sobre a cronologia bíblica, cuidadosamente pesquisada nas escrituras sagradas e em outros documentos históricos. Levando em conta todas as mudanças cronológicas impostas pela troca do calendano juliano pelo calendário gregoriano em 1582, Ussher declarou que a Cnação deu se na noite anterior ao día 23 de outubro, um domingo, do ano 4004 antes de Cristo. Tal foi a influência de Ussher que essa data permaneceu até o mício do século XX como nota de rodapé nas Bíblias publicadas pelas editoras das prestigioses universidades inglesas de Oxford e Cambridge



Fig. 15.3 Lustres personagens no surgimento da Geologia a) Arcebispa Lissher, respertado Primaz da Irlanda, em imagem da época Fonte Bettmann/ Corbis/ Stock Photos b) Nicolau Steno, o primeiro a enunciar princípios da Geologia Desenho T. M. Fairch idi a) Cancatura de James Hutton, o escaçês que estabeleceu a Geologia como uma aência ma dema, surpreso ao descobrir as imagens de seus riva sina afloramento. Fonte: Corbis/ Stock Photos d) Sir Charles Lyel, o mais influente geólogia do século XIX popularizat o concelto de uniformitansmo. Fonte Ann Peck Dunbar Trust

O descrédito ao qual o Arcebispo Ussher é go ralmente submetido em livros, em função da falta de lógica de suas ideias à luz da Ciência moderna, é certamente exagerada, pois a história nos mostra que ele foi um estudioso muito respeitado e influente em sua época. Que isso nos sirva de exemplo para refletir sobre a imagem que gerações futuras poderão ter da Ciência de hoje.

No clima intelectual dos séculos XVII e XVIII, que mantinha a ideia do ser humano como centro do Uni verso e a Terra como de seu uso exclusivo, começou a surgir, timidamente, a Geologia. O dinamarquês Nils Stensen, mais conhecido pelo nome latinizado de Nicolau. Steno (1638-1686) (Fig. 15.3b), for quem primetro enunciou os principios dessa nova ciência. Medico, religioso (católico convertido do luteranismo) e perspicaz observador, Steno explicou a origem dos géiseres (Cap. 17), reconheceu como dentes fósseis de tubarões as pedras popularmente chamadas de "línguas petrificadas" (glassopetrae), constatou a constância dos ângulos entre faces cristalinas (Cap. 2) e contribuiu para o estudo da anatomia humana. No seu livro Prodromus, publicado em 1669, ele estabeleceu os três principios que regem a organização de sequencias sedimentares e que ate hoje são chamados, muitas vezes, de princípios de Steno (Fig. 15.4).

- Superposição: sedimentos se depositam em camadas, as mais velhas na base e as mais novas sucessivamente acima.
- Horizontalidade original: depositos sedimentares se acumulam em camadas sucessivas dispostas de modo horizontal
- Continuidade lateral: camadas sedimentares são contínuas, estendendo-se até as margens da ba cia de acumulação, ou se afinam lateralmente

Apesar de simples, esses principios são absolutamente fundamentais na analise geologica das relações temporais e espaciais entre corpos rochosos. Por exemplo, o princípio da superposição permite ordenar cronologicamente estratos não perturbados e, uma vez conhecida essa ordem, reconhecer situações em que tenham sido invertidas por processos tectônicos. Ao encontrarmos estratos sedimentares inclinados, é possível inferir, com base no princípio de horizontalidade original, que o pacote sofreu deformação postenor E pelo princípio de continuidade lateral, podemos reconstituir a distribuição geográfica original de uma camada dissecada pela erosão através da correlação física dos seus vestigios (Fig. 15.5).

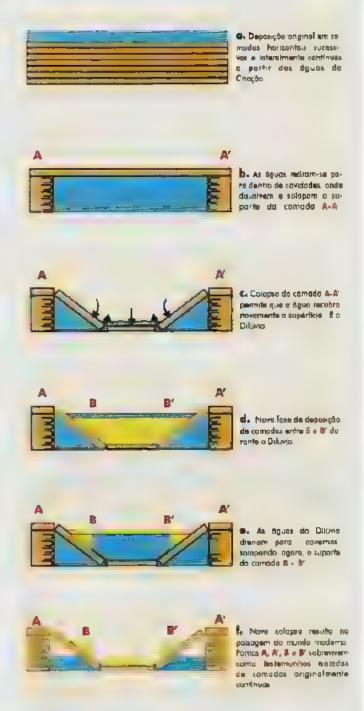


Fig. 15.4 A formação das réchas e da paisagem, sugenda por Stena (1669) de acordo com os principios de superposição, horizonta adode origina e continu dade latera

Contudo, a aplicação indiscriminada desses princípios pode levar a interpretações equivocadas. Por exemplo, numa sucessão estratificada de rochas sedimentares e ígneas, o observador deve reconhecer corretamente a diferença entre um detrame de lava, cuja formação obedece a esse principio, e um all, sempre intrusivo e, portanto, sempre mais novo do que as rochas encaixantes (Caps. 16 e 17), não se aplicando, aqui, o princípio da superposição.

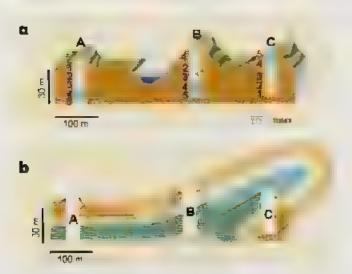


Fig. 15.5 Jitilização dos princípios de Stena no campo Uma geóloga investiga afloramentos A, B e C; em a Pelos princípios de superposição e de horizontal dade origina (e apoiado pelo observação dos corais fósseis preservados em pas ção de vida) e a interpreta como normal (naa perturbado) a arran o das camados 1 a 5 no afloramento A, sendo a camada 1 a mais velha e a comada 5, a mais nova. Pelos principios de continuidade lateral e de superposição, elo infere que a mesma sequência também se estende até B e C, apresentando-se, parém, pelo princípio de horizonta dade original, igeliramente dobrada em B e invertida em C b) Com base nessas conclusões, a geóloga apresenta sua interpretação final sob a forma de um perti geológico.

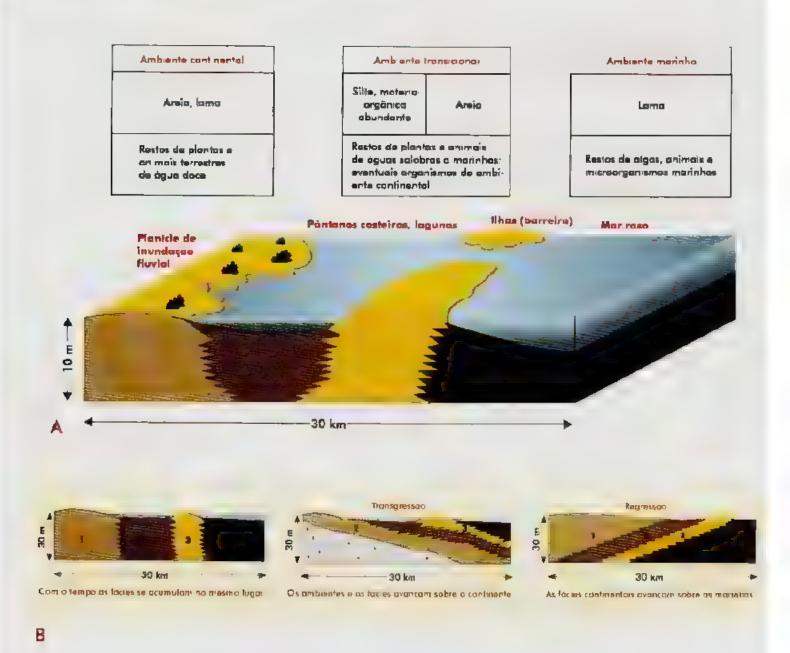
Dependendo da energia do meio e da topografia do substrato, o principio de horizontalidade não se aplica estritamente, como no caso da formação de estranficação cruzada em ambientes sedimentares de alta energia (Caps. 9, 12 e 14), ou durante a deposição sobre as superficies inclinadas de leques aluviais e fren tes deltaicas (Cap. 10). Nem toda camada termina lateralmente por afinamento ou nos limites de bacias, pois comumente um sedimento cede lugar, lateralmen te, para outro de maneira gradativa. Um arenito, por exemplo, pode passar para siluto, devido a mudanças na distância da fonte, energia do meio, profundidade, ete. Transições laterais desse tipo, chamadas de mudanças de facies litologicas (nesse caso particular, de fácies sedimentares), refletem normalmente a distribuição de ambientes de sedimentação distintos no interior de uma mesma bacia (Cap. 9). A migração desses ambientes ao longo do tempo produz diferentes padrões de interdigitação e sucessão de fácies que denotam avanços (transgressões) e recuos (regressões) do corpo da água relativos às margens da bacia

A Fig. 15.6 ilustra algumas situações de registro sedimentar de diferentes ambientes costeiros. Vê se.

na parte a da figura, que o princípio de continuidade lateral não se aplica estritamente, pois as camadas em vez de se estenderem até os limites da bacia gradam lateralmente para facies sedimentares distintas, cada qual como produto de um ambiente contemporâneo diferente. A parte b mostra como o arranjo geográfico desses ambientes e o registro sedimentar dessas fácies podem se modificar, ou não (seção à esquerda), com o tempo, avançando sobre o continente (transgressão) quando a subida do nível do mar é mais rapida do que o preenchimento da bacia sedimentar (seção do meio), ou migrando no sentido oposto (regressão) quando os sedimentos oriundos do continente avançam mar adentro (seção à direita). A parte e registra a transgressão ocorrida na região do atual Grand Canyon (E.U.A.) durante o Cambriano. O exagero verneal de mais de 200 vezes permite visualizar bem o avanço principal das fácies de oeste para leste, bem como os avanços e recuos menores (nos círculos) superimpostos nesse processo. As duas linhas de tempo (linhas ponn lhadas, definidas paleontologicamente), passando lateralmente de uma litologia para outra, demonstram que enquanto o arenito Tapeats se depositava na parte central da região, o folhelho Bright Angel se sedimentava logo a oeste. Pouco depois, o mesmo fenômeno repetiu-se entre as lamas do folhe.ho Bright Angel e os carbonatos do calcario Muay.

Hoje esses três princípios de Steno parecem mais do que óbvios, mas o clima intelectual da Europa no século XVII era de transição entre os mundos medieval e moderno, com Inquisições e interpretações eruditas da história da Terra bastadas nas escrituras bíblicas, e nas grandes descobertas científicas, como o telescópio, o microscópio, a física e o cálculo. E sintomático que tenha sido um padre católico e naturalista, Steno, quem tenha enunciado esses princípios.

A simplicidade do conceito biblico da formação da Terra reflenu-se também nas primeiras tentativas científicas de ordenar a história geológica do planeta, por volta do século XVIII. Entre 1750 e 1760, Giovanni Arduino (1713-1795) nos Alpes italianos e J G. Lehmann (1719-1767) na Alemanha denominaram as rochas cristalinas com minénos metálicos, observa das nos núcleos das montanhas, de primárias ou primitivas e as rochas estratificadas bem consolidadas (calcários, folhelhos) com fósseis de secundárias; as rochas estratificadas pouco consolidadas, com fósseis mannhos e intercalações vulcânicas, receberam a de signação de terciárias. Posteriormente, surgiu o termo transicional para acomodar rochas intermediárias en-



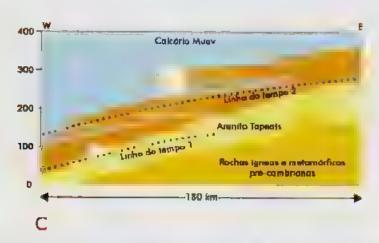


Fig. 15.6 O conceito da fácies sedimentares exemplificado na distribuição de alguns ambientes costeiros e seus produtos litalógicos (fácies)

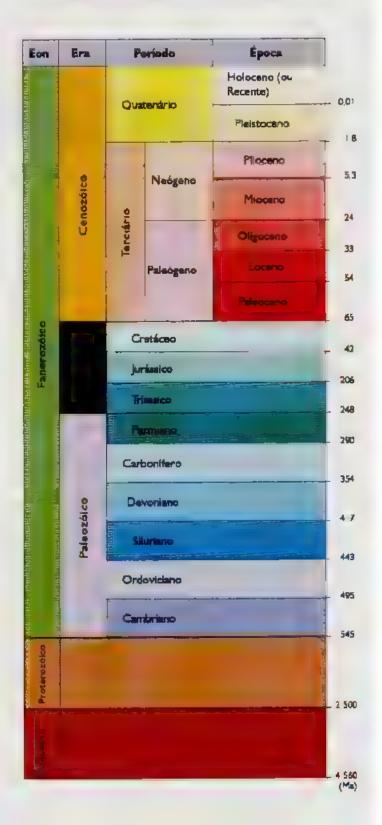
tre as primarias e secundarias, e em 1829 o francês J Desnoyers cunharia o vocábulo quaternário para sedimentos mannh is recubinido rochas terciárias na bacia de Paris. França). Os termos "primário e "secundáno" ta foram abandonados, mas os termos Terciano e Quaternario ainda constam da escala moderna do tempo geológico, embora com conceitos diferentes dos originais (Tabela 15.1)

Na segunda metade do seculo XVIII, essa sub divisão simples foi interpretada à luz do relato biblico da separação das terras e das águas durante a Criação. De acordo com essa idéia, quase todas as rochas, incluíndo rochas ígneas como granitos e basaltos, teriam se precipitado das aguas do mar primordial, daí a razão do nome, netunismo, em homenagem a Netuno, c deus do mar da mitologia greco-romana.

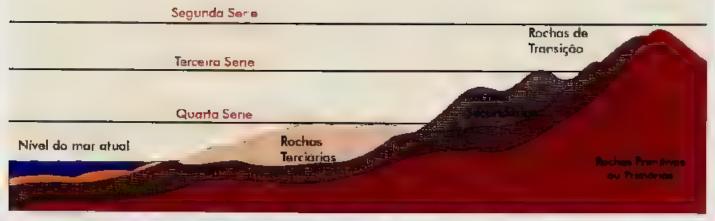
Conforme mostra a Fig. 15.7, os netunistas acreditavam que as rochas se formavam em quatro sér es sequenciais a partir das águas do mar primevo, como relatado na Biblia. Para eles, as duas series mais antigas, incluindo rochas igneas e metamorficas, eram precipitadas em capas concêntricas sobre toda a superfície original da Terra quando esse mar ainda cobria tudo. As outras duas series, mais restritas geograficamente e caracterizadas por fosseis, marcas de correntes e ou tras estruturas indicativas de águas mais rasas, eram originadas quando os continentes já se expunham acima do nivel do mar Para explicar a descida do nível do mar primevo os netunistas, como Steno, postula vam que as aguas sumiam para dentro de imensas car dades no interior da Terra (Fig. 15.4).

O netunismo teve em Abraão Gottlob Werner (1749-1817) professor durante 42 anos na Academia de Minas em Freiberg (Alemanha, seu proponente mais carismánco Werner foi o mais renomado professor de Geologia da sua época, lectonando inclusive para o eminente mineralogista (e politico) brasileiro, José Bon fácio de Andrada e Silva na década de 1790. Os livros-texto de Geologia tendem a tratar Werner com certo desprezo, por causa da insustentabilidade científi ca do netunismo. Mas a influência de Werner se estendeu até 1840, inclusive no proprio berçario da doutrina an tagónica, o plutonismo, que nascera no fim do século XVIII em Edinhargo, Escócia. Por ser um dos primeiros naturalistas a adotar um ponto de vista geológico histórico, Werner merece ser lembrado como um dos pioneiros da Geologia Histórica.

TABELA 15.1 A escala do tempo geológico (idades segundo Gradstein & Ogg, 1996). Para facilitar a compreensão da magnitude dos 4.560.000.000 anos de tempo geologico, veja o quadro na contracapa que conta a história da Terra como se ela tivesse ocorrido no intervalo de um ano, o "Ano-Terra".



Nível do mar durante a: Primeira Série



Quarta Série	Terceira Série	Sogunda Série	Primeira Série
Formações Parciais, geradas após a emergência dos continentes acima do nível do mar		Formações Universais precipitadas sobre toda a superfície original da Terra	
Roches Terciárias Material aluvial dos terrenos baixos	Rochas Secundárias Arenitos, colcários e folhelhos, muito fossi íferos, com intercalações de rochas "precipitadas"	Rochas de Transição Calcários e grauvacas, até com fósseis e marcas de corrente, ainda com outras rochas "precipitados"	Rochas Primitivas ou Primárias Granitos, gnaisses, xistos, ardósias, e outras de "aspecto antigo"

Fig. 15.7 A origem dos rochos segundo os neturistas

15.1.2 James Hutton e a consolidação da Geologia como ciência

Enquanto Werner lecionava na Alemanha, o naturalista escocês James Hutton (1726-1797) (Fig. 15,3c) fazia as observações que servinam de base para transformat a Geologia numa ciência, nas primeiras décadas do século XIX. Hutton descreveu evidências de metamorfismo de contato entre basalto e rochas sedimentares próximas a sua casa em Edinburgo, interpretou como intrusivo (e não "precipitado") um granito que cortava calcano, supostamente mais novo segundo os netunistas (Fig. 15.9). Juntando essas observações com seus conhecimentos de experiências de fusão e resfinamento de materiais rochosos realizadas por colegas, Hutton demonstrou a natureza fluida, quente e intrusiva das rochas igneas, fundamentando, assim, o conceito de plutonismo (de Platão, deus grego das profundezas), em contraposição ao netunismo de Werner

Hutton também percebeu que a história da Terra era inimaginavelmente mais longa do que se pensava em sua época. Em seu trabalho mais importante, Theory of the Earth, de 1788, e reformulado, após sua morte, por John Playfair, em 1804, Hutton articulou suas idéias modernas sobre a Geologia e a história longa e complexa da Terra. Para Hutton, todo o registro geológico podia ser explicado pelos mesmos processos que atuam hoje, como erosão, sedimentação, vulcanismo, etc., sem necessidade de apelar para origens especiais ou intervenção divina Esse conceito leva o nome de princípio de causas naturais.

Hutton chegou a essa conclusão, em parte, ao reconhecer em Siccar Point, Escócia (Fig. 15.8d), o caráter cíclico do registro geológico, pois cada vez que procurava a base de uma sequência de rochas em busca do suposto "início" da atividade geológi

ca na Terra, sempre se deparava com outras rochas ainda mais antigas, representando ciclos mais antigos, muitas vezes dobradas ou metamorfizadas e separadas das rochas do primeiro ciclo por uma superfície discordante erosiva. Tal superfície foi denominada discordância (Fig. 15.8), o que levou

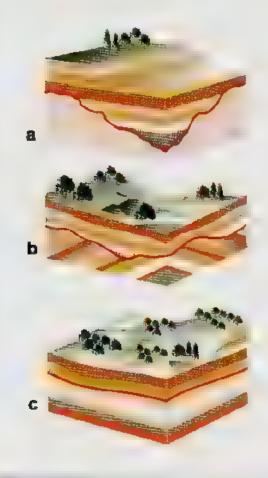




Fig. 15 B Diagrama esquemático mostrando os três tipos de discordâncias, a) não-conformidade; b) discordância angular; c) descontormidade, d) Exposição de dois cíclos de deposição, soterramento, deformação soergu mento e erosão. O cicio mais antigo é illustrado por rochas silunianas com acomomento subvertical e o mais recente por arenitos devon anos subhorizontais, em Siccar Point, Escôcia Uma discordância an gular visível separa os dois ciclos georógicos (Fig. 15 8b). Foto W. Teixeira

Hutton a escrever sua frase mais célebre: "O resultado, portanto, de nossa presente investigação é que não encontramos nenhum vestigao de um começo, nenhuma perspectava do fin.", ao teferir se a ação dos processos geológicos. Esta frase rompeu, de vez, com o conceito de uma Terra recem criada, e acenou não somente com um passado geológico incalculavelmente longo como também com um futuro geológico sem fim, ou seia, idealizou se o tempo infinito,

Como resultado do trabaho de Hutton, reconhecemos hoje três tipos distintos de discordâncias originadas pela erosão ou pela ausência de sedimentação num dado lugar:

- não-conformidade, quando o pacote sedimentar se assenta em contato erosivo diretamente sobre rochas ígneas ou metamórficas (Fig. 158a);
- discordância angular, quando o pacote sobre põe-se a outro, com contato brusco em relação ao pacote mais antigo, constituído por camadas inclinadas com ângulo diferente do pacote superior, mais jovem (Figs. 15.8b e d);
- desconformidade, quando a descontinuidade entre os pacotes sedimentares, bem como o acamamento dessas rochas são quase paralelos; este último tipo de discordância é difícil de ser identificado, só podendo ser detectado por di ferenças paleontológicas ou contrastes faciológicos entre as camadas em contato (Fig. 15.8c).

Ao reconhecer as relações de contato e de ida de relativa entre corpos geológicos justapostos (intrusões/rochas encaixantes, discordancias/rochas sotopostas, etc.), Hutton efetivamente estabeleceu outro princípio fundamental da Geologia, ou seja: as relações entrecortantes de corpos rochosos (Fig. 15.9). Este princípio pode ser desdobrado em duas partes, uma regida pela lei das relações de corte e a outra pela lei das inclusões. Segundo essas duas leis, qualquer feiçao geologica (rocha, fóssil ou estrutura) cortada ou afetada por outra (dique, sili, discordância, falha, dobra, atividades de organis mos, etc.) ou contida em outra (um seixo num conglomerado, uma bolha de gás num cristal ou um xenólito numa rocha ignea, etc.) é mais antiga do que a rocha que a corta ou que a contem ou que a estrutura que a afeta.

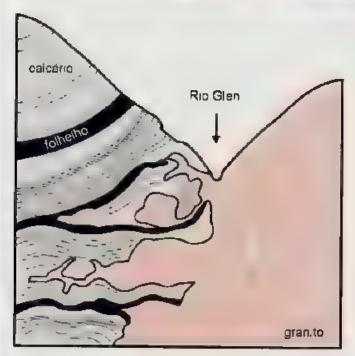


Fig. 15.9 Seção esquemática do região do río Tít, na Escácia, ande pode ser observado a conceito das "relações geoióg cas entrecortantes" (baseada em figura de Charles uyell) Notar que o granito (rosado, penetra e circunda blocos de calcários e fo he hos. Esta prova cabal contrariou a ideia netunista da formação dos granitos por precipitação antes dos caicanos e fo he hos.

15.1.3 "O presente é a chave do passado" – uniformitarismo e atualismo

Fritre 1830 c 1875, outro escocês, Sir Charles Lvell (1797-1875) (Fig. 15.4d), popularizana, em 14 edições de seu classico *Principles of Geology*, o principio de causas naturais sob o prisma do uniformitansmo. Essa obra influenciou várias gerações de geólogos, a começar pelo jovem Charles Darwin (1809-1882), que o levou consigo ao embarcar no *Beagle* em 1831 em sua monumental viagem ao redor do mundo.

Na visão de Lyell, o presente sería a chave do passa do, sendo o passado igua, ao presente inclusive em gênero e intensidade dos processos atuantes da dinâmica interna e externa. Todavia, sabemos hoje que isso não é verdade Por exemplo, perante a inexistência de cobertura vegetal nos continentes no periodo antenor a 400 milhoes de anos atras, os processos de intemperismo, erosão, for mação de solos, absorção e reflexo de energia solar, etc. certamente foram bem diferentes dos que atualmente operam. Ou ainda, consideremos o contraste da historia recente da Terra, advindo do clima glacial rigoroso, ha poucos milhares de anos, que envolveu boa parte da América do Norte, Asia e Europa, ou ainda quando, há 300 milhões de anos, o mesmo fenômeno afetava desde

o Sul até o Nordeste do Brasil Se pudessemos regressar no tempo, observaríamos fauna, flora, commentes e ate atmosfera cada vez menos famulares, ate que, fina men te, nos primórdios do tempo geológico, possivelmente não mais reconheceríamos nosso próprio planeta, tamanha sua diferença dos dias de hore

O uniformitarismo proposto por Lyell revelou-se dogmatico demais, de modo que se ensina o principio de causas naturais através do conceito de atualismo, muito parecido com o uniformitarismo, mas sem a conotação da estrita igualdade de condições entre o presente e o passado da Terra. Na sua essência, portanto, o atualismo é a afirmação da constância das leis naturais que regem a Terra, mesmo que no passado os produtos e intensidade dos processos geológicos tenham sido algo diferentes daquilo que se observa atualmente (Cap. 23 Sendo assim, não há nada particularmente "geológico", nem novo no conceito de atualismo, pois a crença na imutabilidade das leis básicas da natureza é o substrato de toda a Ciência.

15.2 Datação Relativa e o Estabelecimento da Escala de Tempo Geológico

15.2.1 Fósseis e idades relativas

Estimulados pela curiosidade fomentada pelo Iluminismo e pela crescente demanda para recursos minerais, alguns naturalistas na Europa e Grã Bretanha no fim do século XVIII e inicio do século XIX notaram, ao aplicar os princípios de Steno, que os mesmos conjuntos de fosseis (restos e vestígios de arumais e plantas preservados nas rochas) (F.g. 1510) apareciam sempre na mesma ordem. Entre 1799 e 1815, o topografo inglês William Smith (1769-1839), publicou o primeiro mapa geológico da Grã Bretanha, e o célebre anatomista L.C.F.D. Cuvier (1769 1832), em conjunto com o mineralogista A. Brongniart (1770-1847), na França, concluiram, independentemente, que essa constatação permitia estabelecer a equivalência temporal, ou seja a correlação fossilifera ou bioestratigráfica (Fig. 15.11), entre faunas e floras fósseis iguais, mesmo que contidas em litologias diferentes e em sequências distantes entre si-Estava enunciado, assim, o princípio de sucessão biótica (ou faunistica/florística), que estabelece ser possível colocar rochas fossilíferas em ordem cronológica pelo caráter de seu conteúdo fóssil, pois cada periodo, época ou subdivisão do tempo geológico possui um conjunto particular de fósseis, representativo dos organismos que viviam naquele tempo.

15.1 Fósseis, Paleontologia e Arqueologia

Quem nunca ouvin falar em "fósseis" e nos paleontólogos que os estudam, apos os filmes dos anos 1990 sobre dinossauros? A Paleontologia, que se torna cada vez mais sofisticada e interdisciplinar, é, e sempre foi, fundamental na resourção de problema de paleoambientes, paleogeografia, paleoecologia, correlação e evolução. Não deve ser confundida com a Arqueologia, apesar dessas duas ciências compartilharem de muitas tecnicas de investigação. Diferem principalmente no upo e idade dos objetos de estudo, cabendo à Arqueologia as culturas humanas e civilizações, principalmente dos últimos 10.000 anos, e à Paleontologia o estudo dos fósseis, que compreendem qualquer evidência, direta ou indireta, de vida mais antiga que esse imite. Os fósseis incluem desdeos restos resistentes dos proprios organismos, como conchas, dentes, ossos, carapaças, matéria organica carbonizada ou mumificada, etc., ate vestigios biologicos indiretos, como moldes e réplicas de conchas e folhas ou marcas indicativas de atividades biológicas pretêntas (pegadas, pistas, etc.) (Fig. 15.10).

Por que o limite de 10.000 anos para distinguir entre objetos arqueológicos e paleontológicos? Existem, evidentemente, sínos arqueológicos mais antigos e jazigos fossiliferos mais recentes como, por exemplo, muitas das pinturas em cavernas da Europa cas ossadas de animais extintos encontradas em cavernas e cacimbas aqui no Brasil. Mesmo assim, esta data representa um divisor temporal entre as investigações da maiona desses dois grupos de cientistas, pois marca o início da mais recente epoca geológica, o Holoceno, apos a unima fase glacial pleistocênica. A subsequente mudança climática favorecena a expansão demográfica de nossos ancestrais e desencadeou grandes transformações culturais. Este neo registro está tipicamente preservado em materiais pouco consolidados e associado a restos de animais e plantas comuns ate hoje. Em contraste, o registro paleontológico das épocas mais antigas, repleto de fósseis de organismos extintos, encontra se invariavelmente litificado.



Fig. 15.10 Tipos de fósseis: a) Insete mumificado em ámbar de idade terciária. Dimensão máxima, 1 cm. Fonter Alfred Pasieka/SPL/Stock Photos. b) Folha incarbonizada de planta terciária supostamente ancestral do pau brasil, Minas Gerais. Dimensão máxima, 6 cm. Foto S. F. Beck. c) Conservação parcial tossos, dentes) de peixe (*Dastilbe etangatus*), Cretácea do Ceará. Dimensão máxima, 6 cm. Foto S. F. Beck. d) Molde de carapaça de um trilobite, Devoniano do Paraná. Dimensão máxima 7,5 cm. Foto: S. F. Beck. e) Pegados (fósseis traça ou icnofásseis) depadas por dinassauro carrivoro, Cretácea do Piau. Foto: G. Leonardi, 1984. f) Microféssifilamentoso (aanobacténa ou bacténa) com 3,5 bilhões de anos, o mais antigo fóssil do mundo, Arqueano da Austrália. Foto: J. W. Schopf g) Estromatólitos (estruturas caicánas constru dos por comunidades de micróbios) do Proterozóico (~600 milhões de anos), da Bahia Foto: T. R. Fairchild. h, Molde de invertebrado desprovido de carapaça da Fauna de Ediacara, a fauna fóssil mais antiga do mundo, [570 milhões de anos). Neoproterozóico da Austrá ia. Foto: B. N. Runnegar. I) Tubos calcários secretados peios primeiros animais capazes de produzir algum tipo de carapaça mineralizado (Cloudina lucianoi), ~545 milhões de anos de idade (limite Proterozóico/Fanerazóico), Moto Grosso do Sul. Foto: T. R. Fairchild.

Para explicar a curiosa sucessão de fósseis no registro geologico, surgiram dois conceitos radicalmente opostos: o catastrofismo de Cuvier, que interpretava o registro fóssi, como resultado de sucessivas evinções cataclísmicas globais, cada qual seguida pela recriação, logo depois, de uma nova fauna e flora, e a evolução biologica de Charles Darwin, que explicava a diversi dade do registro fossilífero como resultado da interação entre seres e o meio ambiente com a sobrevivência e sucesso das formas mais bem adaptadas (seleção natural). Para Darwin, portanto, as extinções representavam eventos naturais, ao contráno de Cuvier, que advogava o sobrenatural para explicá-las.

Com o principio de sucessão biótica à sua disposição, geologos da Grá Bretanha e Europa puderam, no curto intervalo de 1822 a 1841, ordenar as principais sucessoes geologicas dessas regiões em uma escala de tempo geológico pela datação relativa (Fig. 15.11, Tabela 15.1) das faunas e floras fósseis contidas nas rochas estudadas. Inicialmente, descreveram sistemas espessos de rochas, cada qua com seu conteudo foss lífero. distinto. Cada sistema de rochas tena sido depositado durante um período específico, identificado pelo conunto de fósseis peculiar ao sistema e designado por um nome alusivo a alguma feição da região onde o sistema foi definido, por exemplo, um termo geográfico (como Cambriano, de Cambria, antigo nome romano para Inglaterra; Devoniano, de Devonshire, Inglaterra; Jurássico, dos Montes Jura na Europa e Permiano, da cidade de Perm, na Rússia), cultural (como Ordoviciano e Silunano, dos nomes das tribos Ordovices e Silures que habitavam.

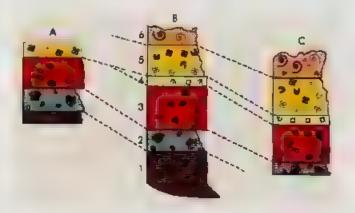


Fig. 15.11 Corre ação tossi fera ou bioestrafigráfica. A variedade e as mudanças no conteudo fossi ifero, representado pelos diversos símbo os de conchas, quadrados etc. nas camadas 1 a 6 da seção B permitem uma correlação temporal com os camadas nas seções A e C, com base no princípio de sucessão biótica. Na seção A, a camada 4 está ausente, representada por uma desconformidade, já que as camadas 3 e 5 são para e as entre s

o País de Gales), geológico (como Carbonífero, com referência ao rico conteúdo em carvão, Triássico, por causa da sua subdivisão em tres sucessões litologicamente bem distintas e Cretáceo, da palayra francesa ov – giz –, com referência a grande quantidade de calcario fino), ou até histórico (como Terciário e Quaternário, herdados, mas conceitualmente modificados, dos primeiros esque mas de subdivisão geológica)

Mas por que a sucessão biótica permitiu essa subdivisao tão notavel do registro sedimentar e do tempogeológico? Por conta dos mecanismos da evolução. biológica e pelo grau de preservação dos organismos que ja habitaram nosso planeta. A evolução dos organismos mais complexos (os cucanotos), como os invertebrados, vertebrados e plantas, por exemplo, mostra se extremamente oportunística em função da diversidade genética produzida pela reprodução sexuada. Qualquer movação evolutiva vantajusa tende a ser explorada rapida e intensamente, produzindo amsurto de formas novas e a invasão de novos nichos ecológicos. Por outro lado, quando os descendentes se tornam tão especializados que perdem a capacidade de se adaptar a mudanças ambientais, o grupo esvanece e se extingue. Na verdade, mesmo sem en tender os processos evolutivos envolvidos, os geólogos da primeira metade do século XIX acabaram desimitando, intuitivamente, seus sistemas pelo registro fóssil dos principais eventos de expansão e de extinção b.ológica ocorridos nos últimos 550 milhoes de anos.

lividentemente, a definição de novos sistemas e períodos só podia ser feita em rochas contendo fósseis facilmente reconhecíveis. Anteriormente ao periodo Cambriano praticamente todos os organismos eram muto pequenos e desprovidos de partes suficientemente. resistentes para serem preservados no registro sedimentar. Por isso, o registro fóssil relativamente escasso e poucodiversificado anterior ao Cambriano passou despercebido pelos geótogos británicos e europeus, que não definiram nenhum sistema pré-cambriano no seculo XIX. Por outro lado, o registro fóssil do intervalo desde o Cambriano até hoje tem outro carater, farto, variado e facilmente visível, resultado do aparecamento repentino e diversificação explosiva, pouco antes de 540 muhoes de anos atrás, dos primeiros animais e algas capazes de secretar partes duras de calcita, fosfato, sílica, quinna, etc. Poucos milhões de anos mais tarde, apareceram representantes de praticamente todos os grandes grupos (filos) de invertebrados com conchas, carapaças e outras partes duras, disunguindo para sempre o registro geológico subsequente

A correlação fossilifera ou bioestraugrafica, cada vez mais refinada, levou, mesmo antes de 1850, a subdivisão dos períodos, e destes em Épocas e unidades menores. Ao mesmo tempo, semelhanças e distinções entre os fósseis de diversos períodos permitiram a agregação dos períodos nas Eras Paleozóica, Mesozóica e Cenozóica, delimitadas pelas maiores extinções na história da vida no fim do Permiano e Cretáceo, respectivamente. Modernamente, as eras têm sido agrupadas em intervalos de tempo maiores conhecidos como os Eons: Arqueano, Proterozóico e Fanerozóico. O nome "Fanerozóico", derivado de phaneros, visível, e zoos, vida, é particularmente adequado, pois refere-se ao intervalo de tempo (do Cambriano até hoje) caracterizado por abundante, di versificado e facilmente reconhecível registro fóssil. Os cons Arqueano e Proterozóico são conhecidos, coletivamente, pelo termo informal Pre-Cambriano.

15.2.2 Darwin, Kelvin e as primeiras tentativas de calcular a idade da Terra

Se por um lado os naturalistas da primeira metade do século XIX resolveram o problema da datação relativa do registro, utilizando os principios de superposição e de sucessão biotica, por outro lado, ião tinham ideia de quanto mais velha ou mais nova uma rocha seria em relação às outras. Aparentemente, muitos deles compartilhavam da proposta de Hutton e I vell de uma Terra sem inicio e sem fim. Contudo, a publicação da *Origem das Espénes* de Charles Darwin, em 1859, despertou grande interesse em descobrir a idade absoluta do registro geologico, ou seja, de ca librar as rochas em termos de sua idade em anos.

Na ausência de conceitos modernos da genetica, o mode o de Darwin necessitava de um período de tempo suficientemente longo para permitir a transformação evolutiva das especies. Dessa forma, submetido à forte influência do uniformitarismo tigi do de seu idolo e amigo Lyeli, Darwin usou as taxas aceitas na epoca para erosão marinha do litoral da Ingiaterra, para estimar em 300 milhões de anos o tempo necessário para expor rochas fossiliferas do Cretáceo no sul da Inglaterra Deste modo, Darwin concluiu que a idade do planeta seria da ordem de bi hões de anos. Hoje sabemos, contudo, que Darwin se enganou em seu cálculo, pois as rochas mencionadas formaram se há apenas 85 milhões de anos. Esse engano deveu-se primeiramente à interpretação errônea do processo erosivo atuante como marinho e não fla

vial, como hoje se reconhece. E Darwin pressupós uma velocidade de denudação uniforme e constante ao longo do tempo, ignorante, portanto, da considerável variabilidade dessa taxa em função da história do soergumento dessa região.

Pouco depois da divulgação da estimativa ousada de Darwin, outros cientistas desenvolveram idéias en genhosas para estimar a duração do passado terrestre. Vários geólogos tentaram calcular o tempo necessáno para acumular sucessões de rochas sedimentares, dividuido a sonia das espessuras maximas conhecidas para os diversos sistemas por uma taxa de sedimentação julgada "razoável". Desta forma, chegaram a valores muito diferentes para a idade da Terra, desde 3 milhões até 1,5 bilhão de anos (Tabela 152). Esta enorme vanação deveu se, evidentemente, ao conhecimento inadequado da complexidade dos processos de sedimentação, compactação e erosão ao longo do tempo (Fig. 15.1). Estimativas deste tipo são fadadas ao insucesso, tamanha a variação de espessura dos depósitos e das taxas de sedimentação. Considere, por exemplo, o registro sedimentar da época Mioceno, de 18 milhoes de anos de duração, representado por apenas 30 cm de espessura na Inglaterra e por 6 a 7 km na Califórma

Outro estudioso do tema da idade da Terra, o geologo e geofísico irlandês John Joly, retomou uma sugustão feita em 1715 por Edmund Halley (1656-1742, o descobridor do cometa que leva seu nome, e tentou estimar a idade dos oceanos com base no tempo necessario para a salinização de suas águas, a partir da água originalmente doce. Concluru que seriam ne cessários 90 milhões de anos para o acúmulo do sódio presente nos oceanos, oriundo dos continentes (Tabe la 15.2). Antes desta data, Joly assumiu que a temperatura superficial da Terra, superior a 100°C, tena impedido a condensação de água liquida na superficie do planeta. Em 1924, Joly recalculou este valor em 174 milhões de anos, extrapolando, assim, uma idade de 200 a 300 milhões de anos para a Terra.

Como em todas as tentativas de datar a Terra, o método foi prejudicado por premissas inadequadas diante da complexidade do processo que se tentava quantificat. Para Joly, faltaram-lhe dados precisos quanto à quantidade de sal já removida dos oceanos por meio de precipitação, evaporação e transporte pelo vento, bem como noções corretas da variação das taxas de erosao e sedimentação continental ao longo do tempo geológico

Tabela 15.2 Tentativas de estimar a antiguidade da Terra baseadas na acumulação de sedimentos e de sal nos oceanos, antes do advento de métodos radiométricos

Апе	Auter	Espessura (m) de sedimentos considerada «	Taxa sedimentar utilizada (cm/1000 anas)	(milhões de anas)
1860	Phillips 3	21 960	22/9	5 96
1869	Huxley	30 500	30,5	100
1871	Haughton 📑	54 024	3,54	1526
1878 -	Haughton	54 024		₹ 200
1883	Winchell .	responde;	E	. 3
1893	Warcott	Va ores diter rochas clásticas e	35-80	
1899	🥏 🦘 ylot 🔭	Tempo necessário os mares, originalmo		90
1909	Solia	Proterozóico e	305	# 17 (Arqueano, estimado) + 29 (acunas no registro): Total = 80

Entre 1862 e o início do século XX, a idade mais aceita para a Terra resultava dos cálcidos feitos por Will am Thomson, conhecido como Lorde Kelvin (1824-1907), o mais concertuado físico da época. Pensava-se então que o calor armazenado no planeta Terra teria sido produzido quase que exclusivamente pela contração gravitacional, com uma pequena quantidade advinda da radiação solar. Naquela época, já se conhecia, por meio de medições em minas subterrâneas, que a temperatura da Terra aumentava uniformemente em cerca de 35°C por sm de profundidade uma clara evidência da existência de um fluxo de calor do interior para a superficie terrestre. Venficado que este calor se irradiava para a atmosfera fna, deduziu Kelvin que a Terra estaria se tornando gradativamente mais fria ao longo do tempo.

Kelvin pressupós que o mecanismo de resfriamento gradual da Terra seria por condução térmica, a partir de um estágio inicial incandescente, até atingir a temperatura atual da superfície. Para fundamentar seu modelo, postulou valores para vários parâmetros en

tao desconhecidos, tais como a idade do Sol, a estrutura térmica e temperatura (estimada inicialmente em 3.888°C, e mais tarde em 1.200°C) do interior do planeta primitivo e mudanças de condutividade térmica em função da profundidade. Entre 1862 e 1897, de acordo com sucessivos refinamentos do seu modelo, Kelvin calculou diferentes idades para a Terra, mas os valores obtidos situaram-se sistematicamente entre 25 e 400 milhões de anos

Por outro lado, se a Terra estava se resfriando, ima ginou Kelvin, então certamente o mesmo acontecta com o Sol, devido à enorme dissipação de sua ener gia tão evidente num dia ensolarado. A despeito da fata do conhecimento preciso sobre como o Sol gera e transmite sua energia, Kelvin concluiu que a Terra estaria recebendo cada vez menos energia solar ao longo do tempo. Portanto, o Sol deveria ter sido muito mais quente no passado, inclusive a tal ponto de ter retardado o surgimento de vida na Terra. Ou seja, a propria habitabilidade da Terra teria sido, necessaria mente, condicionada pela história térmica do Sol.

Em seu último calculo, feito em 1897 — logo apos a descoberta dos raios X — Lorde Kelvin afirmou que o Sol teria iluminado a Terra por apenas algumas de zenas de milhões de anos e que a supertície terrestre só teria se tornado habitável nos últimos 50 milhões de anos.

Originalmente, graças à reputação científica de Kelvin, suas estimativas para a idade da Terra, fundamentadas em medições físicas precisas e forte base matemática, pareciam irrefutáveis e, como tal, encontraram grande receptividade por parte da comunidade científica. Por isso, não e de estranhar que a grande maioria das estimativas da idade da Terra, calculadas por geólogos (Tabela 15.2), assemelhava-se ao intervalo de valores sugerido por Kelvin. Até o próprio Darwin parece ter se initido diante da influência de Kelvin, já que após a primeira edição da *Origem das Expense*, não mais incluiu sua estimativa da idade das rochas eretáceas do sul da Ingiaterra.

Os argumentos de Lord Kelvin acerca da idade da Terra e do Sol somente foram desacreditados definitivamente após a descoberta da radioatividade em 1896 por H. Becquerel (1852-1908). Poucos anos depois, com a percepção da importância da radioatividade na produção de calor na Terra, desfez-se todo o sustento teórico do modelo de Kelvin. O cientista morreu em 1907, sem reconhecer, pelo menos publicamente, a recevância da radioatividade no seu modelo.

Curiosamente, a Geofisica moderna mostra que não foi apenas o desconhecimento da geração radioativa de calor que levou Kelvin a errar a idade da Terra em mais de uma ordem de magnitude. Talvez

mais importante do que isto fosse sua desconsideração da importância da convecção térmica no manto, que serve de motriz para o movimento das placas litosféricas (Cap. 6) e nerementa, significativamente, o fluxo térmico medido tanto na superfície como em minas subterrâneas. Ao interpretar esse fluxo como produzido exclusivamente por condução térmica (transferência da energia térmica de molecula em molécula e nao pelo deslocamen to de massas quentes como ocorre na convecção), Kelvin superestimou a taxa de resfriamento da Terra por condução. O efeto da convecção é de tal ordem que mesmo se considerasse a radioatividade, mas continuasse a desconsiderar a convecção, seus cálculos nunca teriam ultrapassado algumas centenas de milhões de anos para a idade da Terra — muito aquem do valor real de 4,56 bilhões de anos, o que, de manei ra nennuma, diminiu a importância da descoberta da radioanvidade, pois somente a partir do entendimen to desse processo e que se tornou possível quantificar a história geológica de nosso planeta e investigar os mistérios da formação do Universo.

A percepção do significado geocronológico da ra dioatividade no limiar do século XX permitiu, finalmente, a subdivisão do imenso registro geológico pouco fossilifero do Pré-Cambriano bem como a ordenação e calibração mais precisa de toda a história geológica da Terra. Por volta de 1917, apos a primeira década de esmidos geocronológicos, uma caracterização mais concreta do tempo geológico começou a emergir (Fig. 15.12). Já se sabia, por exemplo, que o Eon Fanerozógico iniciou-se entre 550 e 700 milhões de anos atras, intervalo bem próximo aos 545 milhões de anos atras, intervalo bem para este limite. Do mesmo modo, já se tinha conhecimento de que a duração do Pré-Cambriano excedia em varias vezes a do Fanerozógico.

Nas últimas décadas, muitas das lacunas e imprecisões que existiam na história desse período de tempo e do Fanerozóico têm sido solucionadas pelos avanços tecnológicos e pelas descobertas mais curiosas na Geologia, subsidiadas pelas datações radiométricas das rochas. Para compreender melnor a imens dão do tempo geológico, recomenda se ao leitor o quadro na contracapa que apresenta os principais eventos da história geológica de nosso planeta como se tivessem ocorrido no período de um ano, uma analogia que podemos apelidar de "Ano-Terra".

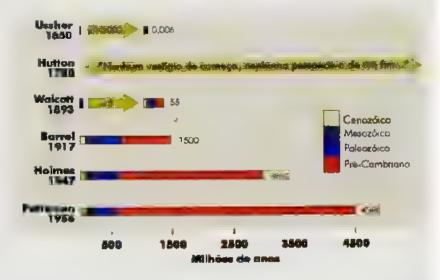


Fig. 15.12 Mudanças na concepção da antiguidade da Terra nos últimos 350 anos.

15.3 Princípios e Métodos Modernos da Datação Absoluta

15.3.1 Decaimento radioativo e a datação absoluta

Como visto anteriormente, a estimativa da idade da Terra variou muito dos seculos XVI ao XIX Com a descoberta da radioatividade, este tema ganhou maior estímulo, já que estudos realizados por Marie e Pierre Curie e por Bertram Boltwood, no mício do século XX, mostraram a possibilidade de empregar um método físico na determinação da dade da Terra Porém, antes de mostrarmos como é possível determinar a idade das rochas e minerais, vamos entender a radioatividade e o fenômeno de decaimento radioat vo.

Os m nera s e as rochas, assim como toda a ma téria do nosso planeta, são constituídos por elementos químicos que, por sua vez, são forma dos por átomos. O núcleo de um átomo é composte por prótons e neutrons e é rodeado por uma nuvem de elétrons (Fig. 15.13). O numero de prótons determina o número atômico (Z) do elemento químico e suas propriedades e características. Assim, uma mudança no numero de protons for ma um novo elemento químico com diferente estrutura atômica e, consequentemente, diferentes propriedades físicas e químicas

A soma do numero de prótons e nêutrons de um atomo é, por sua vez, denominada número de massa do átomo (A). O Carbono, por exemplo, tem numero atômico 6 e número de massa 12, 13 ou 14, dependendo do número de neutrons presentes no seu núcleo. Elementos com o mesmo número atômico mas com diferentes números de massa são chamados isótopos (Fig. 15.13). A grande maioria dos isótopos é estável, tais como os do C_a e ¹³ C_a , mas outros, como o ⁴ C_a , são instáveis. Os isótopos instáveis (radioanvos) são importantes na geologia uma vez que sua taxa de decaimento pode ser usada para determinar idades absolutas de formaçã i de minerais e rochas

Decaimento radioativo é uma reação espontânea que ocorre no núcleo do átomo instável que se transforma em outro átomo estável; os elétrons que orbitam o nucleo não são envolvidos no processo. O elemento com núcleo atômico instavel, em decaimento radioativo, é conhecido como elemento-pai ou nuclídeo-pai; o novo elemento formado com núc eo atomico estável e denominado elemento-filho ou nuclideo-filho (ou radiogenico). O processo de decaimento pode ocorrer de três for mas diferentes, todas resultando em mudanças da estrutura atomica: decaimento alfa, decaimento beta e decaimento por captura de eletron (Fig. 15.14)

Alguns e ementos instaveis se transformam em estáveis através de um único tipo de decamiento. Por exemplo, o "Rb (número atômico 37) decai para "Sr (número atômico 38), emitindo apenas uma partícula beta; o "K (numero atômico 19) decai para "Ar (número atômico 18) com uma única captura de elétron Outros isotopos radioativos sofrem decaimentos con secutivos até se tornarem isótopos estáveis: o ²³⁸U numero atômico 92) , por exemplo, decai para ²⁶⁷Pb

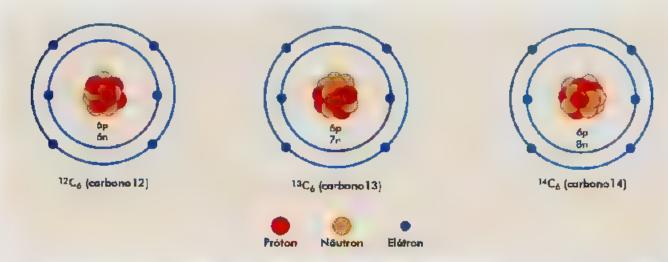


Fig. 15.13 Esquema mostrando os três sólopos de Carbona. Todas têm a mesma númera atômico (Z — 6 - que é igual do nu hero de protons so rius eo mas numeros de massa diferentes (A — 12 — 13 au 14 — de acordo com a número de nêutrons (6, 7 au 8) no nec eo.

(número atômico 82) após a emissão de sete partículas alfa e seis partículas beta, enquanto o ²³⁸U decai para ³³⁶Pb através da emissão de oito partículas beta e seis partículas beta (Fig. 15.15)

Durante o decaimento radioativo, cada elemen to-pai leva um determinado tempo para se transformar em elemento-fi.ho. Estudos de laboratório têm mostrado que as taxas de decaimento (denominadas constantes de desintegração) não são afetadas por mudanças físicas ou químicas do ambiente. Isto é importante pois assegura que a taxa de decaimento de um dado isotopo seja independente dos processos geológicos. Portanto, esta taxa é a mesma no manto, no magma, num dado minera, ou numa rocha.

Usa-se o conceito de meia-vida para expressar as taxas de decaimento radioativo, ou seja, o tem-

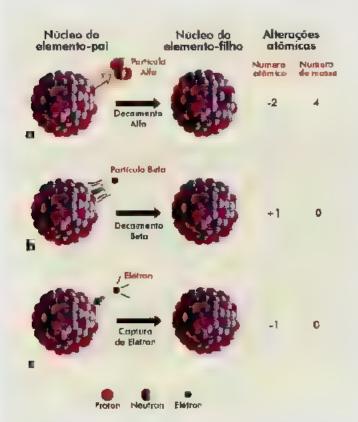


Fig. 15.14 Os três tipos de decaimento radicativo, a) Decaimento a fa, no qua la nucleo instavel perde do si protons e do sinéutrons, diminundo seu numero atômico em 2 e sua massa atômica em 4 la b) Decaimento bela, no qua lum dos nêutrons do nucleo emite um eletron, transformando se em próton, o que aumenta a número atômico em 1, mas não altera a seu número de massa, c) Decaimento por captura de elétron ocarre quando um próton captura um eletron da camada de elétrons que radeia a núcleo e se transforma em nêutron, dim nu ndo seu número atômico em um mas não afetando seu número de massa.

po decorrido para que a metade da quantidade on ginal de átomos instaveis se transforme em átomos estaveis. Por exemplo, após decorrido o tempo de uma meia vida, um elemento com 1,000 atomos ins tavels tera 500 átomos instáveis (radioativos) e 500 átomos estáveis (radiogênicos). Após duas meia-vi das haverá apenas 250 átomos instáveis e 750 átomos estáveis (Fig. 15.16). O decatmento radioa tivo não depende da massa do material presente, mas da probabilidade estatistica de decaimento Assim, não importa a quantidade inicial do elemento radioativo presente, seja ela um grama ou uma tonelada, pois as chances do decaimento radioativo são rigorosamente iguais para cada átomo. Após o tempo correspondente a uma meia-vida, a metade da massa original do elemento par tera se converti do em elemento-filho

É o conhecimento da meia vida dos vários isótopos e da atual razão entre o número de ato mos dos elementos pai e filho da amostra que permite a determinação de idades de minerais e rochas. A Tabela 15.3 apresenta os principais isotopos utilizados em datação radiométrica e suas respectivas meia-vidas.

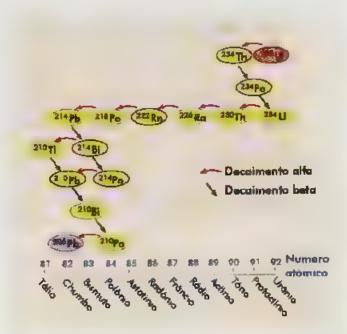


Fig. 15.15 Série de decaimenta radioativo da Urânia 238 (238 U_{a)}) para Chumbo 206 (206 pb_{e2}). Neste pracesso, cuja meiavida é de 4,47 pilhões de anos, a emissão de partículas a fa e partículas beta transforma a Urânia 238 (radioativo) em Chumbo 206 (radiogênico), um elemento estável, após ter sido formado momentaneamente um grande número de elementos intermediánas, também radioativos

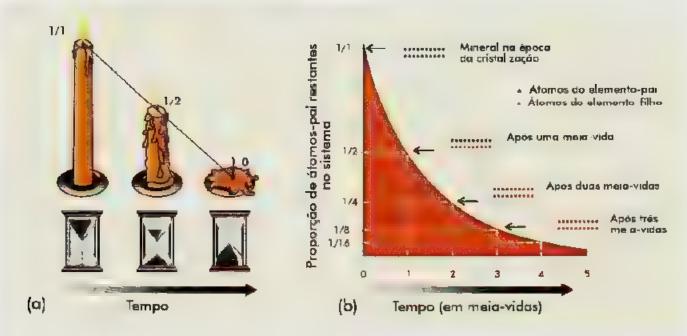


Fig. 15.16 Decamento radioativo e o conce to de meia viaa a) A meia vida de uma vela corresponde rigorosamente, ob tempo necessário para queimar a metade de a parque a queima depende, diretamente, da número de átomos presentes na vela b) Na decamento radioativo o processo é diferente, envolvendo a estabilidade dos nucleos dos átomos, independentemente da mossa presente. Na curva de decamento radioativo, cada unidade de tempo equiva e a uma meia vida, que representa o tempo necessár o para que metade dos átomos do elemento-pai radioativo se transforme em átomos do elemento-fino radioafênico.

Tabela 15.3 Isótopos mais utilizados em datação radiométrica e suas respectivas meia-vidas.

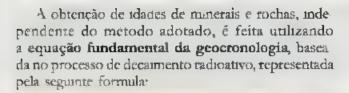
Elemente-Pai (Radioativo)	Elemento-Filho (Estável) =	Meia-Vida (bilhões de anos) 🗀
Potáss o 40 (45K)	Argônio 40 (⁴ºAr)	1,3
Rubidio 87 (67Rb)	Estrôncio 87 (87Sr)	48,8
Samária 147 (***5m)	Neod m o 143 (143 Nd)	106
Tório 232 (232Th)	Chumbo 208 (²⁰⁸ Pb)	14,01
Ura nio 235 (²³⁶ U)	Chumbo 207 (²⁰⁷ Pb)	0,704
Uranio 238 (258U)	Chumbo 206 (²⁰⁶ Pb)	4,47
Rån o 187 (⁸⁷ Re)	Osmio 187 (187Os)	42,3

15.3.2Como se determina a idade de uma rocha ou de um mineral?

O ramo da geologia que trata da datação de rochas é conhecido como Geocronologia. Para determinar a idade de uma rocha ou mineral é possí vel aplicar varios métodos radiométricos, sendo que esta escolha depende da composição química do material a ser datado, da sua provável idade e também do tipo de problema geologico que se pretende estudar. Os métodos radiométricos mais comumente utilizados na geocronologia são:

"K-4"Ar, "Ro "Sr, U Pb, 20"Pb 206Pb e 14"Sm 143Nd.

Todos esses metodos ex gem laboratorios químcos especiais, onde o ar é purificado através de filtros, o ambiente é mantido sob pressao ligeramente mais alta que o ar fora do laboratório e as análises químicas são realizadas em capelas de fluxo laminar de ar (Cap. 12), empregando apenas reagentes superpuros, tudo para evitar problemas de contaminação. Após a prepa ração química da amostra, as razões entre os isótopos de um mesmo elemento são determinados com grande precisão num equipamento computadorizado chama do espectrômetro de massa.



 $N = N_0 e^{2a}$ $t = (1/a) \ln (N_0/N)$ so $N_0 = N + F$, então: $t = (1/a) \ln [1 + (F/N)]$ onde:

N = número de átomos do isótopo radioativo (elemento pai) medido noje na amostra

N_b quantidade inicial do isótopo radioativo no momento do fechamento do sistema

F = numero de atomos do isótopo radiogênico (elemento-filho) medido hoje na amostra

 tempo decorrido desde o fechamento do sistema isotópico (idade do sistema)

λ = constante de desintegração do elemento-pai.

A datação pode ser feita em minerais ou numa amos tra representativa de rocha, visando a definição da idade da cristalização da rocha ígnea ou da idade do metamorfismo ou da deformação sofiida.

Os metodos radiométricos envolvendo isótopos com meia vida longa (Tabela 15.3) são os mais unitizados para datação de rochas mais antigas, como as pre-cambrianas. Isótopos de meia-vida curta são utilizados para a datação de materiais geológicos e eventos muito mais jovens; o ¹⁴C., por exemplo, com meia-vida de 5,730 anos, é utilizado para datação de materiais de até 70.000 anos. Porém, recursos tecnologicos modernos têm permitido empregar alguns isotopos de meia-vida longa no estudo geocronológico de materiais muito jovens.

Os isótopos tad.oativos de meia-vida longa empregados na geocronologia são urânio, tório, rubídio, potássio e samário. A maioria destes elementos não forma seus propitos minerais, mas ocorrem como "impurezas" nos minerais formadores de rocha. Quando um mineral se forma, os elementos radioativos presentes continuam a decair, mas agora os elementos radiogenicos podem se acumular no mesmo retículo cristalino onde esta localizado o elemento-pai. Vamos exemplificar este processo usando o isótopo "Ar, o elemento-filho produz do pelo decaimento do "K. Por ser um gás nobre, o argônio não participa das ligações químicas, estando como tal aprislonado mecanicamente no retículo cristalino do mineral Durante o restnamento de um cristal de homblenda, a retenção de argonio se da a temperaturas em tomo de

500°C, ja na biotita esta temperatura é da ordem de 300°C. Se o mineral após atingir esta temperatura for novamente aquecido a temperaturas mais altas, o reticulo cristalino se abre, ocorrendo o escape ou, eventuamen te, a entrada de argônio por difusão. A temperatura em que o sistema isotopico se fecha, e por consequência, da inicio ao funcionamento do "relógio" radiometrico, é conhecida como temperatura de bloqueio. Cada método radiométrico possui uma temperatura de bloqueto d stinta. Desta forma, quando determinamos a idade de uma homblenda pelo método K-Ar, estamos, na verdade, determinando a época em que o mineral esteve à temperatura de 500°C pela última vez. Por outro lado, a idade da biouta da mesma rocha, obtida pelo mesmo método, indica a epoca quando a rocha esteve a tempe ratura de cerca de 300°C.

O metodo K Ar é muito utilizado para determinar o tempo envolvido no resimamento de corpos igneos, ou o término de um processo metamorfico, entre ou tras aplicações. A presença de K em muitos minerais da crosta terrestre torna este método aplicável em grande número de rochas, enquanto seu tempo de meia vida permite a datação de minerais desde muito jovens (50.000 anos) até muito antigos, da ordem da idade da Terra.

Avanços tecnológicos introduziram uma variante do método K Ar que fornece idades muito precisas. É o metodo ⁴⁰ Ar-³⁰ Ar, que através de sistemas de fusão pontual a *laser* possibilita a análise de cristais individuais. Em 1997, Paul R. Renne do Laboratorio de Geocronologia de Berkeley, Califórnia, E. U. A., analisou amostras de rochas vulcánicas da famosa erupção do Vesuvio que causou a destriução de Pompéia no ano 79 depois de Cristo. Análises isotópicas de argónio num cristal de sanidina (feldspato com alto teor de potássio) fumeceram uma idade ⁴⁰ Ar-³⁰ Ar de 1925 ± 94 anos, que é comparavel a idade da erupção. A eficacia desse método em materiais geológicos muito jovens expande sua aplicação para investigações arqueológicas e estudos de outros registros históricos da Terra.

Um outro método radiométrico munto utilizado para datação de minerais é o metodo U-Pb, que se bascia no decaimento de dois isótopos radiogênicos, o ²⁵U e o ²⁶Pb, respectivamente. Cada um destes pares (²⁵U-²⁵Pb e o ²⁶Pb, respectivamente. Cada um destes pares (²⁵U-²⁵Pb e c ²⁵⁸U-²⁶Pb) fornece ama idade independente e quando concidem costuma-se chama-las idades concordantes. Lançados em gráfico ²⁵⁸U-²⁶Pb vs. ²⁵⁸U-²⁶Pb, os pontos de todas as idades concordantes definem a curva concórdia (Fig. 15.17). Por outro lado, idades discordantes entre os dois sistemas são devidas, em geral, a perdas de Pb do mineral, e neste caso os pontos analíticos se alinham numa reta denominada discórdia. A intersecção dessa reta com a curva concórdia define a idade de cristalização do mineral.

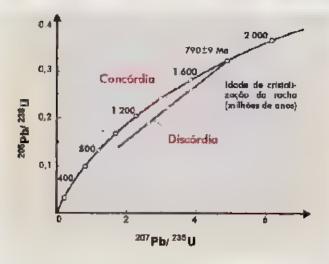


Fig. 15.17 Diagrama Concárdia. Neste caso, a idade de crisfalização dos cristais de zircao anai sados é oblida através do intercepto superior da reta discordia com a curva concárdia.

No método U Ph não são utilizadas homblendas ou micas, mas minerais que contêm Uránio no seu retículo enstalino, tais como zircão, titanita, monazita, etc. Estes minerais, principalmente o zircão (Fig. 15.18), apresentam um reticulo enstalino muito resistente, que retem com maior eficiência tanto os elementos-pai (Uránio) como os elementos-filho (Chumbo). Além disso, apresentam temperaturas de bloqueio muito altas para o sistema isotópico U-Pb: cerca de 800°C no caso do zircão; entre 650 e 700°C para titanita; e cerca de 650°C para monazita.

Devido a esta alta temperatura de bioqueio, os zircões são capazes de preservar a idade da enstalização da rocha ígnea onginal, mesmo em rochas metamorfisadas em fácies anfibolito (Cap. 18). Adicionalmente, tendo em vista a temperatura de bloqueio relativamente mais baixa da titanita, esta pode ser empregada na determinação da idade de eventos superimpostos (metamorfismo, por exemplo) associados à formação deste mineral. Os avanços recentes neste metodo possibilitaram determinações precisas em enstats minúsculos de zircão, ou até em partes diferentes de um único cristal com evidências de sobrecrescimento. durante um ou mais eventos. Neste último caso, é utilizado um espectrómetro de massa de alta resolução analiuca, o SHRIMP (sensitive high resolution mass spectrometer), que permite determinar a idade da cristalização ígnica do núcleo do mineral e dos eventos metamorficos registrados no sobrecrescimento e porções recristalizadas do cristal (Fig. 15.18).

Esta técnica foi utilizada na análise de grãos detríticos de zircão do conglomerado Jack Hills da Austrália, o que permitiu demonstrar serem estes os materiais mais antigos ja encontrados no nosso planeta (4,2 bilhões de anos). Atualmente, o metodo U Pb é considerado um dos mais precisos para datar eventos igneos e metamórficos, assim



Fig. 15.18 Grão de zircão proveniente do sudoeste do Groenlândia formado por cristalização concêntaca há 3,8 bilhões de anos. Da lado direito, observa-se a recristalização parcial acorrido durante evento metamórfico, há 2,8 bilhões de anos. Foto: A. P. Nutman e P. Kinney.

como as fontes de material detrítico em rochas sedimentares. Por estes motivos, este método tem sido muito utilizado para calibrar a escala do tempo geologico.

É possível também utilizar amostras de rocha-total, em vez de minerais individuais, para obter a idade de cristalização de uma rocha ígnea ou a idade de metamorfismo. No caso do método Rb Sr, mu to empre gado principalmente com granitos, varias amostras de um mesmo corpo rochoso são coletadas, seus teores e suas composições isotópicas de Rb e Sr determinadas e os tesultados lançados num diagrama "Sr/%Sr vs. "Rb/%Sr Se as amostras analisadas forem da mesma idade, com a mesma razão isotópica inicial de Sr da época da cristaliza ção da rocha e sem distúrbios postenores no seu sistema isotópico, os dados obtidos deverão se alinhar numa reta, chamada isócrona. Conhecendo se a constante de decamento do "Rb, podemos calcular com o empregoda equação da reta, ilustrado pelo ângulo de inclinação da isócrona, a idade do conjunto de amostras da rocha. Este é o diagrama isocrônico (Fig. 15.19).

Das três classes de rochas, as igneas sao as mais fáceis de serem datadas. Por quê? Na câmara magmatica, os elementos radioativos sofrem decaimento, aberando os elementos filho para o magma. Mas quando os elementospai são aprisionados no retículo enstalino de um minera durante o restriamento do magma, a fuga dos elementos filho torna-se cada vez mais difícil, se não impossívei Com o passar do tempo, de acordo com a meia vida do elemento (Tabeia 15,3), a quantidade do elemento-pai di minua no mineral enquanto a do elemento-filho aumenta. Se o sistema isotópico permanecer fechado desde a custa azação da rocha, será possível determinar a quantidade de elementos e obter a idade da rocha igraea, utilizando a equação fundamental da geocronologia

No caso de rochas metamórficas, a idade obtida refletira a intensidade do metamorfismo que afetou, sempre de maneira diferenciada, os diversos sistemas isotópicos dos minerais presentes, causando, ou não, o ganho ou a perda dos elementos-pa, e filho. Este ponto e de grande importância, pois geralmente as idades medidas nessas rochas correspondem às idades do último evento que abriu o sistema isotópico. Dependendo do mineral e do sistema isotópico, o momento "congelado" na datação poderá se referir ao mício, meio ou fim do evento metamórfico. Quando este processo for brando, não atingindo temperaturas suficientemente altas para abrir o sistema sotópico, a idade obtida poderá ser a da crista lização da rocha iguea original antes do metamorfismo, dependendo do método radiométrico empregado.

A datação de rochas sedimentares, por outro lado, e mais complicada, pois elas formam-se a partir de maternal ortundo da desagregação de rochas ígneas, metamórficas ou mesmo sedimentares pré-existentes. Por tisso, a datação de rochas sedimentares, se não seguir criterios rigorosos, pode fornecer não a idade da deposição dos sedimentos ou da formação da rocha sedimentar, mas a idade das rochas da área fonte dos detritos, como no caso dos zircões detritos de Jack Hills, com idade U Pb de 4,2 bilhões de anos. Contudo, em outros casos, a idade pode não ter significado geologico nenhum, se a rocha sedimentar originar-se de detritos de áreas-fonte com idades distintas.

15.3.3 O método radiométrico 14C

Como a vimos antenormente, o carbono possui três isotopos: ¹²C, ¹³C e ¹⁴C; sendo os dois primeiros estáveis e o terreciro, ¹⁴C, radioativo, com meia vida de 5.730 anos. A datação asando o ¹⁵C, ou radiocarbono, é aplicada, portanto, em materiais geológicos e biológicos relativamente jovens (troncos e folhas fósseis, ossos, dentes, conchas etc.), sendo de extrema utilidade na Arqueologia e nos estudos de mudanças recentes no nível do mar e no clima.

O ¹⁴C é formado na atmosfera superior através da ação de raios cósmicos, que são partículas de alta energia, sobre atomos de ⁴N, conforme ilustrado na Fig. 15.20.

Na medida em que o ¹⁴C se forma, ele se combina com o oxigênio para formar dióxido de carbono (como acontece também com os demais isotopos de carbono), que circula na atmosfera e hidrosfera, sendo absorvido por plantas e animais. Embora o ⁴C decaia para ¹⁴N, sua continua formação na atmosfera mantem a razão ¹⁴C/²C praticamente constante, a qual é incorporada e mantida pelos organismos vivos. Ao morrer, o organismo deixa de absorver C, embora seu ¹⁴C continue a decair para ¹⁸N, alterando essa razão e iniciando, em termos geocronológicos, a contagem do relogio geológico. Quanto

mais tempo passar após a morte da planta ou do animal, menor será a quantidade de ⁴C preservada. Desta forma, comparando a razão de ⁴C/¹²C medida na amostra com a razão modema universal, é possível calcular o tempo de corndo desde a morte do organismo

Uma fonte de erro neste método advém das variações ja constatadas na produção de ¹⁴C ao longo dos últimos 70.000 anos, de modo que se tornou necessario aplicar fórmulas de correção aos resultados obtidos para corrigir os erros sistemánicos venficados. Uma maneira de confirmar as idades obtidas em certas regiões pelo método ¹⁶C é através da dendrocronologia, a datação de troncos de árvores pela contagem e medição da espessura dos anéis de crescimento. A variação na espessudesses aneis reflete não apenas o ciclo anual das estações, como também mudanças climaticas de mais longa

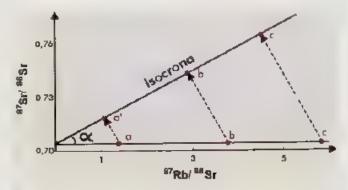


Fig. 15.19 Diagrama isocrônico Rb-Sr. Os pontos á, b el c representam valores isotópicos de três amastras no momento do fechamento de seus sistemas isotópicos no passado. Com o decarmento do 87 Rb, estas amostras apresentam valores atuais de a', b e c'. A reta definida por estes pontos, a isócrona, terá um ângulo, α , diretamente proporciona à idade da amostra caiculada na equação, $tga = \{e^M - 1\} = \lambda t$, portanto, $t = tgay \lambda$. O intercepto da isócrona com a eixo 87 Sr/ 86 Sr define a razão in ciai de Sr no sistema, $(^{87}$ Sr/ 86 Sr), um importante indicador da origem (se do monto ou do crosta) do materia ana isado

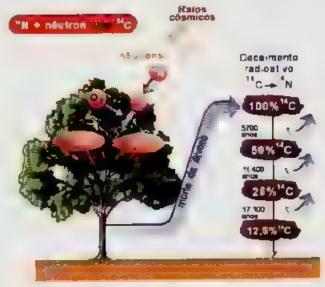


Fig. 15,20 Formação do 1C

duração. Assim, a confrontação do espectro de aneis preservado num artefato arqueológico com padrões já conhecidos para matenais originados nos últimos seis ou sete milérios revela não só a .dade da peça como tambem as caracteristicas do clima na epoca da sua confecção

15.3.4 Como foi determinada a idade da Terra?

Desde que a Geocronologia surgiu no muno do seculo XX, um dos seus matores objetivos foi a determinação da idade correta da Terra. Mas somente em 1956 é que o generonólogo Claire Patterson conseguiu datar, com precisão, sua idade, através do método isotopico 20 Pb 200 Pb (uma variante do método U Pb). Patterson partiu da premissa de que a idade da Terra deveria ser gual à dos meteoritos, uma vez que ambos devem ter se originado na mesma época, juntamente como resto do Sistema Solar, e passado, posteriormente, pela mesma evolução isotopica. Assun, raciocinou Patterson, se o sistema isotopico nos meteoritos se manteve fechado, a sua idade tena de ser igual à da Terra. Patterson datou meteoritos férnicos e líncos, obtendo uma isócrona que indicava uma idade de 4,55 ± 0,07 bilhões de anos (Fig. 15.21). Para testar a hipótese de uma origem em comum, ele lançou, no mesmo grafico, os dados referentes às composições isotópicas de Pb obtidas em sedimentos marinhos fundos, interpretadas como representativas da composição media da crosta terrestre. O alinhamento perfeito desses dados com os dos meteoritos demonstrou que a .dade, origem e evolução dos isótopos de chumbo eram idênticas. Ou seja, os meteoritos e a Terra têm a mesma idade, Investigações científicas posteriores em outros meteoritos, utilizando outros metodos (*Ar *Ar e *Sm *Nd), corroboraram os resultados obudos por Panerson.

15.4 A Humanidade e o Tempo Geológico

Vimos neste capítulo que a evolução do concerto de tempo geológico se deu em diversas etapas nos áltimos 350 anos. No século XVII, aceitava-se a explicação bíblica para a criação da Terra em poucos dias, ná poucos milhares de anos. No crepúsculo do século XVIII, com as palavras "nenhum vestígio de um começo, nenhuma perspectiva de um fim", Hutton acenou com a possibilidade de uma Terra imensuravelmente velha, quase eterna, idéia corrente dentre os geólogos na primeira metade do século XIX. Posteriormente, até o início do século XX, geólogos e físicos, influenciados pelos modelos precisos de Lorde Kelvin, admitiram uma idade para a Terra de dezenas

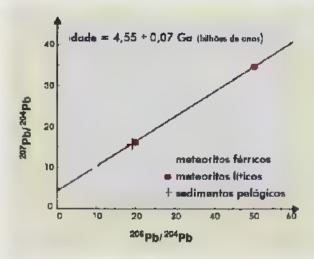


Fig. 15 21 Diagrama ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb vs ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb mostrando como foi determinada a idade da Terra por Patterson em 1956

a poucas centenas de milhões de anos. A Terra começava a mostrar sinais de sua verdadeira veln-ce.

Com a descoberta e refinamento dos metodos de datação radiométrica, no decorrer do século XX, foi possível, finalmente, estabelecer a idade da Terra em mais de 4,5 bilhões de anos. Nossa pequenez diante de um intervalo de tempo tão grande, intangível e quase inimaginável, não deve ser motivo de lamentação nem de sensação de impotência. Ao contrário, com a desmistificação da posição do ser humano na Natureza – decorrente das descobertas de Copérnico, Galileu, Hutton, Darwin e outros – devemos nos maravilhar com a grandeza do mundo natural do qual também fazemos parte e aos unirmos para preservá lo para gerações futuras,

Leituras recomendadas

DOTT, R. H.; BATTEN, R. L., Evolution of the Earth. New York: McGraw-Hill, 1971.

EICHER, D. L. Tempo Geológico. São Paulo: Edgard Blucher/EDUSP, 1969.

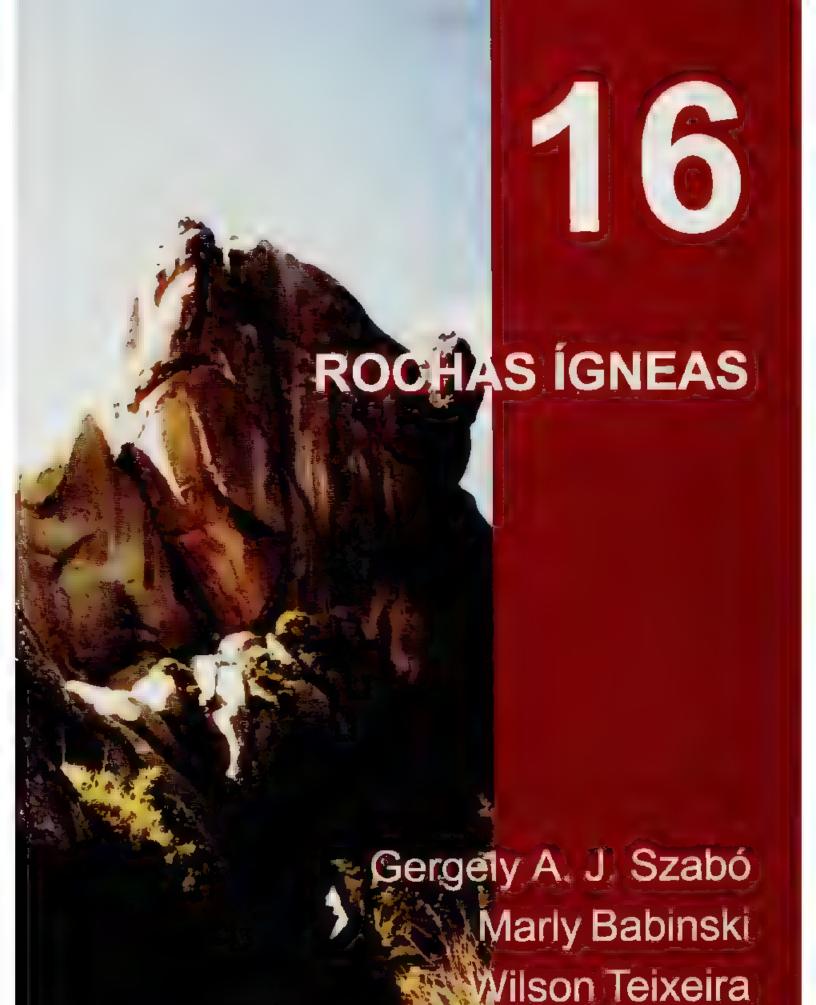
FAUL, H. A history of geologic time. American Scientist, v. 66, 1978.

GOHAU, G. Hustana da Geologia. Portugal Europa America, Mem Martins, 1987.

MENDES, J. C. Pateontologia Básica. São Paulo: T. A. Queiroz/EDUSP, 1988.

SCHOPF, J. W (ed.) Major Events in the History of Life. Boston: Jones and Bartlett Publishers, 1992.

WEINER, J., Planeta Terra. São Paulo: Martins Fontes, 1986



termo igneo tem sua ratz no latim ignis, e refere-se aquilo que tem sua origem no fogo, ou seja, rochas igneas são aquelas cuja formação se deu a altas temperaturas, a partir de materia mineral fundida em grandes profundidades e que, às vezes, extravasa à superfície do planeta através dos vulcões, de maneira espetacular. Sabemos que todo material solido tem o seu ponto de fusão, é apenas uma questão de quanta energia, que temperaturas são necessárias para liquefazer um material sólido qualquer. Nas fundições, o minério a partir do qual se deseja extrair a gum metal ferro ou cobre, por exemplo - é colocado em grandes fornos, aquecido a temperaturas muito altas (da ordem de 1.000°C), até que todo o material se funda, quando ocorre a separação entre um líquido metálico e um outro, de composição geralmente silicática. É um exemplo prático de como materials geológicos sól.dos, como rochas e minérios, que são agregados de minerais naturais, podem se fundir a temperaturas elevadas.

O material fundido em partes profundas no intenor da Terra, que denominamos magma, pode deslocar-se no intenor da crosta, em direção a regiões de menor pressão. À medida que o magma se desloca para regiões mais "fr as", perde calor e se consolida, enstalizando as fases minerais que constituirão as rochas ígneas ou magmaticas (Cap. 2). Os processos de geração, transporte, modificações no percurso e consolidação de magmas são complexos e exigem conhecimentos de física e química para o seu estudo.

Mas para que serve o estudo das rochas igneas? Por que nos empenhamos em compreender a sua origem e descrever suas características físicas e químicas? A resposta é múltipla. Em primeiro lugar, desde os seus primórdios, a civilização dependeu dessas rochas para sua sobrevivência e seu desenvolvimento. As primeiras ferramentas, de pedra lascada ou polida, eram manufaturadas predominantemente a partir de rochas igneas finas ou vítreas, como a obsidiana. As rochas igneas eram as preferidas para construções e outros fins (pedras de moinho, por exemplo), pela sua alta resistência mecánica e estrutura maciça. Importantes jazidas minerais de ouro, prata, chambo, cobre, cromo, diamantes, entre outras, tiveram sua origem em processos magmáticos, e são exploradas há milênios. Aimportáncia das rochas ígneas para a sociedade crescea concomitantemente ao seu desenvolvimento: hoje, volumes enormes de rochas igneas são extraidos para

a produção de materiais de construção e para fins ornamentais (Fig. 16.1), ao passo que jazidas de minérios de origem magmática são exploradas em todo o mundo (Cap. 21). Adicionalmente, as propriedades mecânicas das rochas ígneas tornam nas ideais para obras de engenharia, reservatonos subterraneos de água ou petróleo, ou mesmo para a instalação de depósitos de releitos radioativos, entre outras aplicações.

Por fim, o estudo das rochas ígneas tem como propósito o entendimento do mundo em que vivemos, tentando satisfazer a cutios dade humana que procura respostas aos fatos da natureza. Como as rochas ígneas são a classe de rochas predominante na crosta da Terra, perfazendo mais de 70% do seu volume, constituem o arcabouço de toda a "arquitetura" crustal, e a compreensão da constituição, origem e evolução do nosso planeta sena impossível sem o seu estudo.



Fig. 16.1 Blocos de granito destinados à preparação de procas para revestimento de edifícios, prontos para exportação Foto: N. R. Rúega

Neste capítulo, serão apresentados os conceitos fundamentais da Petrologia Ignea, o ramo da Geologia que estuda a origem e as características das rochas ígneas. Serão tratados top cos como a procedência e consolidação dos magmas a partir dos quais se for main as rochas ígneas, os diversos ambientes em que estes magmas podem se consolidar, e as caracteristicas mineralógicas e texturais/estruturais que a diversidade composicional dos magmas, combinada com o ambiente de enstalização, imprimem às rochas ígneas. Serão apresentadas com maior destaque as características das rochas ígneas intrusivas, uma vez que os fenômenos geradores das rochas vulcânicas ou extrusivas, bem como muitas das suas características serão discundas no Cap. 17.

16.1 Magma: Características e Processos de Consolidação

16.1.1 O que é magma?

A palavra magma provém do grego e refete se originalmente a uma massa ou pasta, como a utilizada no preparo do pão. Na geologia, magma é qualquer material rochoso fundido, de consistencia pastosa, que apresenta uma mobilidade potencial, e que, ao consolidar, constitui as rochas ígneas (ou magmáticas). O magma que extravasa à superfície, formando os derrames vulcânicos, recebe a denominação mais específica de lava, uma vez que, durante o processo vulcânico, sofre algumas importantes modificações físico quimicas (devolatilização, reações de oxi-redução), que a diferenciam do magma retido e cristalizado em profundidade.

Magmas apresentam altas temperaturas, da ordem de 700 a 1.200° C, e são constituidos por:

- a) uma parte líquida, representada pelo material rochoso fundido;
- b) uma parte sólida, que corresponde a minerais já cristalizados e a eventuais fragmentos de rocha transportados em meio à porção líquida, e
- c) uma parte gasosa, consutuída por voláteis dissolvidos na parte liquida, predominantemente H₂O e CO,

Esses componentes ocorrem em proporções va naveis em função da origem e evolução dos magmas. A consistência física de um magma, que se reflete na sua mobilidade, é função de diversos parâmetros: com postção química, grau de cristalin.dade (em que proporção o magma contem material já cristalizado), teor de voláteis dissolvidos e a temperatura em que se encontra. Esta consistência física, que implica maior ou menor facilidade de fluir sob tensões cisalhantes, é definida pela viscosidade, medida em poises. Magmas pouco viscosos, logo, mais fluidos, como os basálticos (viscosidade aproximada de 10º a 10º poises), extravasam com facilidade, e formam corridas de lava como as do Havaí (Cap. 2), que podem estender se por dezenas de quilômetros. Magmas mais viscosos, como os nouticos (viscosidade aproximada: 10º a 10º poises), têm dificuldade até mesmo para extravasar, formando frequentemente "rolhas" que entopem os condutos vulcáricos, o que provoca aumento de pressão por

conta do magma e gases que vao se acumulando abar xo do edificio vulcánico. Quando a pressão interna supera o peso do materia, sobrejacente, ocorrem os fenômenos de vulcanismo explosivo (Cap. 17 – A relação entre viscosidade e composição dos magmas sera discutida mais adrante.

16.1.2 Sobre a origem dos magmas

Evidências sobre o ambiente e condições de gera ção de magmas são fornecidas por dados geofísicos, principalmente os sísmicos e geotérmicos, pelos frag mentos de rocha xenolitos ou nódulos (Fig. 16.2) = transportados pelos magmas desde as suas regiões de origem, ou ainda por estudos de petrologia experi mental que procuram reproduzir em laboratorio as condições formadoras de magmas e definir os parâmetros termodinâmicos correspondentes. Os magmas se originam da fusão parcial de rochas do manto na astenosfera, ou do manto superior ou cros ta inferior na litosfera (Cap. 4). A fusão pode ser provocada pelo aumento da temperatura, por alivio da pressão confinante a que estão submendas estas rochas, por vanações no teor de fluidos ou, como ocorre mais comumente, por uma combinação desses fatores. A F.g. 16,3 ilustra genericamente a fusao de rochas em condições extremas: em sistemas saturados em água e em sistemas anidros. As curvas solidus representam o início da fusão, quando então coexiste o líquido gerado pela fusão com os minerais aínda não fundidos. À medida que o processo de tosão avança, a proporção líquido/sólido aumenta, ate que, em uma situação ideal, todos os minerais da ro-



Fig. 16 2 Nódulo pendatítico em rocha vulcânica alcal na Nemby, Paragua : Foto: G. A. 4. Szabó

cha geradora tenham sido fundidos. Nesse ponto, o sistema ultrapassa a curva *liquidus*, passando a constituir-se apenas na fase líquida. Ou seja, a temperaturas abaixo da curva *salidus*, a rocha geradora encontra-se integramente solida; a temperaturas entre as curvas *solidus* e *liquidus*, coexistem, em proporções variáveis, em fun-

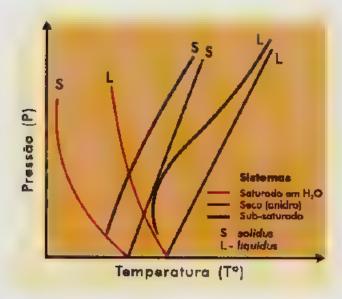


Fig. 16.3 Diagrama P x T (Pressão x Temperatura, com as curvas solidus e ilquidus para sistema saturada em água e para sistema anidro.

ção da temperatura e, consequentemente, do grau de fusão, líquido e os minerais ainda não fundidos; a temperaturas acima da curva *liquidas*, passa a existir apenas a fase líquida, estando todo o sistema fundido.

É importante frisar que não existe um "oceano de magma" contínuo por baixo da litosfera: o comportamento reológico anômalo (mais "plástico") da astenosfera, indicado pelas ondas sísmicas, deve-se à perda da rigidez das rochas que constituem a astenosfera, em função das altas temperaturas, mas no estado fundamentalmente sól.do. Conforme ilustrado na Fig. 16.4, os sítios de formação de magmas concentram se em locais específicos na astenosfera ou na litosfera em função dos mecanismos tectônicos responsaveis pelas variações nos parâmetros físicos que controlam o processo de fusão das rochas. Assim, nas dotsais meso-oceânicas, o manto quente é conduzido para regiões mais rasas através das células de convecção, sofrendo descompressão e produzindo, por fusão parcial, o grande volume de magma basáltico que ali menta o vulcanismo das dorsais meso-oceánicas e que dá origem à crosta oceánica (Cap. 6). Já nos arcos de ilha e nas cadeias de montanhas das margens continentais convergentes, os magmas andesíticos são produzidos pela fusão da crosta oceânica conduzida

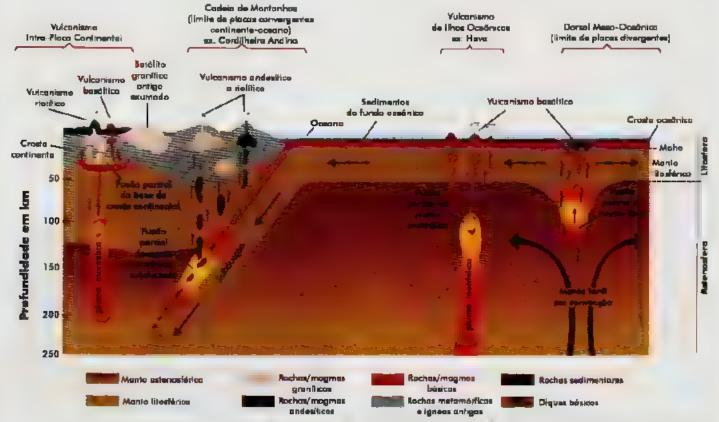


Fig. 16.4 Seção esquemática da crosta / manto lastenasfera / itosfero) indicando a loca ização dos sitros formadores de magmas no modero de Tectônica de Placas

para o manto, onde as temperaturas são maiores, por meio dos mecanismos de subducção. Nas grandes cadeias de montanhas, a parte inferior da crosta continental chega a atingir profundidades da ordem de 40 a 50 quilômetros, com o consequente aumento de temperatura, que pode ultrapassar a temperatura de micio de fusão das rochas constituintes da base da crosta, de modo a gerar os magmas de composição granitica Adicionalmente, sinos anomalamente aquecidos, de origem muito profunda, podem desenvolver se no manto, denominados plumas mantelicas, que trazem calor das partes mais profundas do manto e produ zem fusao parcial localizada, gerando tipos característicos de magmas basálticos, a exemplo das ilhas vucânicas do Havaí, no Oceano Pacifico. Os Caps. 6 e 17 trazem informações adicionais desse tipo de atividade ienea.

16.1.3 A viagem e chegada dos magmas aos seus sinos de consolidação

() magma, ama vez gerado, tende a deslocar-se na crosta em direção à superfície, por apresentar densidade menor do que as rochas sobre acentes. O des,ocamento de um magma no interior da crosta é complexo e vanado, em função da sua constituição e da estruturação das rochas ao seu redor. Sempre que possivel, magmas ascendem através de grandes falhas e fraturas. Quando estas desconuncidades não se encontram dispuniveis, formam-se bolsões de magma em forma de gigantescas "gotas invertidas" ou "balões" (diapiros), da ordem de vários quilómetros cubicos, que se deslocam por fluxo plástico em meio às rochas sobrejacentes. Frequentemente, o bolsão de magma torça as rochas encalxantes, às vezes quebrando-as e englobando seus fragmentos. Quando há fusão e assimilação dos blocos capturados, podem ocorter modificações na composição química do magma original, outras vezes, à medida que o bolsão de magma se move para cima, vai fundindo a rocha encaixante, c que também pode implicar significativa transformação na composição química original do magma, dependendo do upo de rocha atravessado.

Em muitos casos, grandes volumes de magma "estacionam" a determinadas profundidades e fornecem material para manifestações vulcânicas na superfície por periodos da ordem de dezenas de milhares de anos "Cap. 17). Nestes casos, são denominados câmaras magmáticas, cuja presença e dimensões podem ser afendas indiretamente por estudos geofísicos. Desses sínos, o magma é conduz do à superficie atraves dos condutos magmáticos ou vulcánicos, que podem apresentar geometria e complexidade variaveis, gerando uma grande gama de formas de ocorrencia de rochas magmáticas, conforme sera discutido mais adiante.

16.1.4 Quais são os constituintes dos magmas?

A composição de um magma depende de vários fatores:

- a) da constituição da rocha geradora,
- b) das condições em que ocorreu a fusão desta rocha e da taxa de fusão correspondente; e
- c) da história evolutiva deste magma do seu local de origem até o seu síno de consolidação.

Magmas têm, majoritariamente, composição silicatica, em consonância com a composição precominante da crosta e do manto terrestre, porêm, magmas carbonáticos e sulferados também são conhecidos. Em outros planetas e seus satelites também podem existir magmas de composições muito diversas, como demonstrado pelos vulções sulfurosos de Vênus e de lo (uma das luas de Jupiter,

Os principais componentes dos magmas silicáticos na Terra são, alem de O e Si, o Al, Ca, Fe, Mg, Na, K, Mn, Ti e P. A composição química de rochas e maginas é indicada, por convenção, com os elementos constituintes apresentados na forma de oxidos. A variação composicional dos magmas, assim como das rochas igneas, é desenta principalmente por seu teor de sílica, que indica a porcentagem em peso de SiO₂. O espectro composicional dos magmas silicáticos é muito amplo, e praticamente contínuo em termos do teor de sílica; porém, dois tipos de magma se destacam amplamente pela sua abundância na crosta terrestresão o magma granítico, com teores de sílica superiotes a 66%, e o magma basaltico, com teores de sílica entre 45 e 52%. Alguns prsquisadores acrescentam um terceiro tipo de magma, o magma andesitico (teor de sílica entre 52 e 66%), por sua frequência e ambiente de colocação específico na crosta (Fig. 164). Em termos de volume estimado, porém, os magmas granincos e basálticos são nitidamente preponderantes. Composições médias de rochas representativas dos três tipos de magmas - respectivamente granitos, andesitos e basaltos - são apresentadas na Tabela 16.1 e ilustradas, a título de comparação, na Fig. 16.5

Tabela 16.1 Exemplos de composição média de rochas igneas consolidadas a partir de magmas graníticos, andesíticos e basálticos (valores em % em peso).

Aveha/Magmá Óxido	Sranite	Andestro	Ecso)(0
S1O,	72,08	54,20	50,83
TiO ₂	0,37	1,31	2,03
AJ_zO_3	13,86	17,17	14,07
Fe ₂ O ₃	0,86	3,48	2,88
FeO	1,67	5,49	9,05
MnO	0,06	0,15	0,18
MgO	0,52	4,36	6,34
CoO	1,33	7,92	10,42
No ₂ O	3,08	3,67	2,23
K,0	5,46	1,11	0,82
P,O,	0,18	0.28	0,23
H,O	0,53	0,86	0,91
Tota	100,00	100,00	100,00

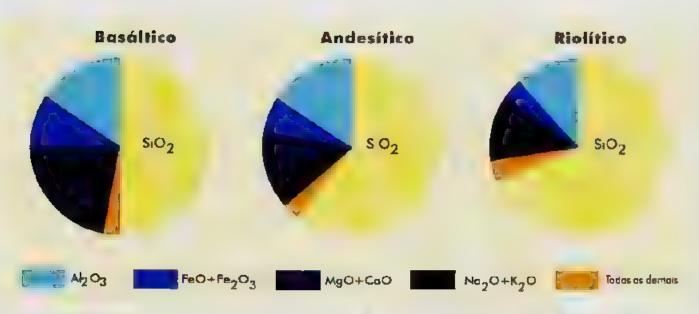


Fig. 16.5 D agramas em "pizza", comparando as compos ções méd as de magmas granificos andes toos e basálticos

16.1.5 A influência da composição sobre o comportamento dos magmas

As características físicas dos magmas, como a temperatura e a viscosidade, antes mencionadas, estao intrinsecamente relacionadas à composição dos mesmos e estas relações encontram-se ilustradas na Fig. 16.6. Magmas basálticos são mais "quentes", com temperaturas da ordem de 1 000 a 1.200° C, e têm viscosidade menor. Ja os magmas graníticos são significativamente mais viscosos e apresentam temperaturas da ordem de 700 a 800° C. A viscosidade de um magma silicatico aumenta com:

- a) o aumento do teor de sílica;
- b) a redução da temperatura;
- c) a diminuição do conteúdo de voláteis.

Estas relações podem ser explicadas através do comportamento dos radicais aniónicos tetraédricos [SiO_]* que existem nos magmas, e que representam is unidades estruturais fundamentais para a constituição do retículo cristalino dos minerais silicáticos formados quando da enstalização destes magmas (ver Cap. 2). Essas unidades tendem a se polimerizat, unim-

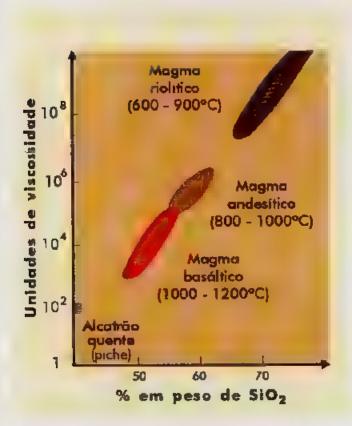


Fig. 16.6 As relações entre composição (teor de sílica), temperatura e viscosidade dos principais tipos de magmas

do-se em estruturas progressivamente mais complexas à medida que a cristal.zação de um magma avança. Em magmas ricos em sílica, esta polimerização se dá nas primeiras etapas da consolidação, e em escala mais ampla, produz extensas cadeias que dificultam o fluxo do magma, aumentando sua viscosidade. Em magmas básicos, com teores de sílica menores, essa polimerização só acontece, em escara significativa, nas etapas mais avançadas da consolidação, ou seja, não se formam grandes estruturas polimerizadas que possam dificultar o fluxo do magma nos estágios miciais. Nos magmas graniticos, potem, o aumento de temperatura tende a destruir as estruturas polimer zadas, diminundo assim a viscosidade do magma. O aumento do teor de agua disso.vida no magma tem efeito similar, tendendo a d minur a sua viscosidade. Assim, magmas graniticos, ainda que mais viscosos, podem ter sua mobilidade amphada quando a altas tempera turas, ou quando apresentarem teores elevados de água dissolvida. Magmas basá ticos, apesar de apresenta rem baixos teores de água dissolvida, têm no seu baixo conteúdo em sílica a principal razão para as suas viscosidades mais baixas.

16.1.6 As razões da diversidade de magmas

A variedade composicional dos magmas (e, por consequência, das rochas ígneas em geral) é fruto dos próprios processos geradores de magmas. Magmas diversos são produzidos em função da constituição da área fonte, ou seja, do tipo de rocha cuja fusão produz o magina e da taxa de fusão desta rocha gera dora. Contudo, a profundidade em que ocorre a fusão também é um fator importante, que pode influenciar significativamente a composição dos magmas produzidos. Magmas basálticos são gerados em grandes volumes pela fusão dos peridotitos mantélicos (roconstituintes do manto, predominantemente por minerais ferro-magnesianos, como olivina e piroxemos), principalmente nas regiões abaixo das dorsais meso-occanicas, mas eventualmente também abaixo da crosta continental, no manto superior. Já os magmas graniticos sao associados à fusão de partes profundas da crosta continental, enriquecida em silica em relação à crosta oceânica. Magmas andesíticos são característicos dos arcos de ilha ou de cadeias de montanhas em margens continentais convergentes, como na Cadeia Andina. Por razões termodinâmicas, magmas gerados a partir da fusão parcial de uma determinada rocha-fonte são

enriquecidos em sílica em relação à mesma. Assim, basaltos são mais ricos em sílica que os pendotitos a partir dos quais se formam os magmas basálticos, andesitos apresentam-se enriquecidos em sílica quando comparados aos basaltos de fundo oceânico; e granitos, que em muitos casos podem formar se pela fusão parcial de rochas de composição andesítica, são ainda mais enriquecidos em sílica que estas.

A variedade composicional de magmas é ampliada através de processos modificadores de magmas "primários", gerados pela fusão parcial das áreas-fonte Estes processos são diversificados, e sua importância varia de caso para caso, às vezes de maneira ainda não perfeitamente compreendida. O mais importante des tes processos diz respeito à cristalização fracionada de magmas. A consolidação de um magma por cristalização é um processo complexo e, quando em protundidade, demorado. O magma idealmente liqui do encontra-se a temperaturas elevadas, quando então todos os seus componentes estao dissolvidos no ma terial funcido. Quando o magma se instala em porções superiores mais frias da crosta, perde calor para as rochas encaixantes por condução, e sua temperatura diminui paulatinamente. Quando a temperatura atinge

a

SÉRIES DE REAÇÃO DE BOWEN

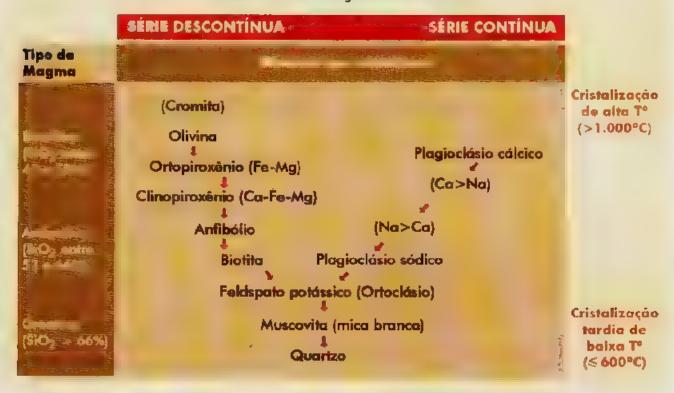




Fig. 16.7 a) As séries de reação de Bowen. Do lado esquerdo a série descontínua nicia-se com a cristalização de olivira, substitutida posteriormente pela piraxênio sub-cálaido (enstatria ou pigeanita, e prossegue com a cristalização de piraxênio cála do (augita) e finalmente antibó to e biotita. Do lado direito, a série contínua, representada pela grupo do piagiaciásio. O piag oclásio inicial é mais cálaido (anortita a bytownita), tornando-se pau atinamente mais sódido (aligipalásia ou albita nos líquidos residuais). Esta vanação composicional do longo da cristalização da magma pode estar registrada nos padroes de zoneamento dos cristais de plagido ásio, b) Cristal de plagidos zonado. Foto S.R. F. Vlach

um determinado valor critico, inicia se a enstalização magmat ca formam-se germes cristalinos, minúsculos núcleos de enstais, de formas vazadas, esqueletais, às vezes ate plumosas, que crescerão para constituir as fases minerais da rocha ígnea resultante.

Nos estagios iniciais da cristalização magmática, as diferentes fases minerais não cristalizam concomitantemente: algumas formam-se primeiro, e só depois que a composição do magma remanescente tiver sido apreciave mente modificada pela extração destas primeiras fases, e sua temperatura tiver diminuído ainda mais, é que as demais fases minerais trão se juntar às que ja se encontram em processo de cristalização, ou mesmo irão substituí-las neste processo. A sequência de cristalização resultante é definida por parâmetros termodinâmicos, e depende fundamenmimente da composição do magma inicial. A sequência ideal de cristalização dos minerais foi originalmente estabelecida para magmas basálticos pelo petrólogo experimentalista N. L. Bowen, em 1928, nas Sénes de Reação de Bowen, ilustradas na Fig. 16.7 Teoricamente, é possível obter, a partir de um magma "primário" basáltico, toda uma série de tochas igneas, desde as ultrabasicas (ou peridotíticas) até as ácidas (ou graniticas), utilizando para tanto processos de fracionamento do magma basáltico original durante a sua cristalização. É importante frisarmos que as Séries de Reação de Bowen representam um modelo genénco e simplificado ilustrativo de um processo natural multo mais complexo e que, portanto, deve ser utilizado com cautela na interpretação da enstalização de qualquer corpo magmático.

Exemplos reais da geração de rochas composicionalmente variadas através da cristalização fracionada de um mesmo magma antecessor podem ser encontrados nos complexos estratiformes nos quais, a partir de magmas originalmente basalíticos, são gerados pendotitos, ricos em olivina e piroxêmios, pelo acúmulo destes minerais nas partes infenores da câmara magmánica, gabros, constituídos de plagioclasio cálcico e piroxêmios, pela cristalização do magma basáltico mais ou menos modificado, e anortositos, pelo acúmulo de plagioclásio. Exemplos brasileiros de complexos deste tipo são, entre outros, os maciços máfico-ultramáficos de Niquelândia e Canabrava, em Goiás.

A cristalização fracionada é apenas um dos meca nismos que permitem a obtenção de magmas composicionalmente modificados a partir de um magma original qualquer. Outros exemplos possíveis de processos modificadores de magmas que, em multos casos, adquirem importância até maior que a enstalização fracionada são a mistura de magmas on ginalmente diferentes, a im scibilidade de magmas, e a assimilação de rochas dos condutos magmáncos durante a sua ascensão, ou ainda das rochas encaixantes após o atojamento no sitio de consolidação final. Na mistura de magmas, magmas de composições distintas, mas gerados em um mesmo contexto tectônico, podem ter contato durante a sua ascensão na crosta e misturar se em proporções diversas, gerando todo um espectro de composições intermedárias. Na imiscibi.idade de magmas, durante a evolução de um volume de magma onginalmente homogêneo, podem separar-se frações imiscíveis (como água e ó.eo), e cristalizar em separado, produzindo estruturas muito particulares nas rochas geradas. A assimilação de rochas acontece quando o magma abre caminho para avançar na crosta rumo à superfície, e pedaços das rochas encarxantes são incorporados ao magma, sen do "digeridos" pelo mesmo, que consequentemente sofre mudanças na composição em função da natureza e do volume da rocha assimilada.

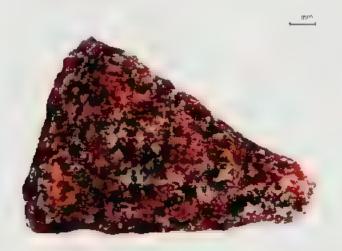
16.2 Variedade e Características das Rochas Ígneas

16.2.1 A variedade das rochas ígneas

Como vimos antes, magmas apresentam variações composicionais significativas em função de sua gênese e dos processos modificadores que podem ocorrer durante a sua cristalização. A vanedade composicional das rochas igneas é consequência natural da variedade composicional dos magmas a partir dos quais se con solidaram. Há tipos de rochas ígneas mais comuns, que ocorrem em volume significativo, como constituintes fundamentais da crosta: granitos e basaltos são os mais representativos. Outros tipos são mais raros, ocorrendo em sírios geológicos particulares e em volume reduzido, às vezes como verdadeiras curiosidades geológicas, como é o caso, por exemplo, dos carbonautos. Estas rochas são cristalizadas a partir de magmas de composição carbonática (predominam minerais como a calcita e a dolomita), e não silicática, como a maioria das rochas igneas. Sua importância econômica está em poderem alojar importantes jazidas de fosfato, como as de Cajati, no Vale do Ribeira (SP) e de Tapira (MG), além de outros bens minerais,

como em Araxá (MG), onde se localiza a maior jazida de móbio do mundo (Caps. 8 e 21).

A composição química de uma determinada rocha reflete-se nas espécies minerais constituintes e na proporção entre as distintas fases minerais. Um dos parâmetros fundamentais para a caracterização composicional de rochas ígneas é o teor de sílica, já mencionado antenormente. Segundo este parâmetro, as rochas ígneas podem ser subdivididas em ácidas, com teor de sílica superior a 66%, intermediárias, com teor de sílica entre 66 e 52%, básicas, com teor de sílica entre 52 e 45% e ultrabásicas, quando o teor de sílica é inferior a 45%. Granitos (Fig. 16.8 a e b), andesitos, basaltos (Fig. 16.8 c) e gabros (Fig. 16.8 d) e peridotitos (Fig. 16.2) sao, respectivamente, representantes típicos de cada categoria.



a, Granita rocha ntrusiva ácida maciça, faner i ca equigranular média. Capão Bonto, SP



b) Granito: rocha intrusiva ac da maciça, porfiritea, com ma triz fanerítica. Piedade, SP

Fig. 16.B Quadro de amostras I. Fatas: G. A. J. Szabó,

Nas rochas ácidas, a abundância em sílica resu ta na enstalização de quartzo, que representa o excesso de sílica, ou sílica livre, não incorporada ao reticulo dos demais minerais silicáticos. Em rochas básicas, es teores reduzidos de sílica implicam aumento concomitante no teor dos demais componentes qui micos, notadamente Mg. Fe e Ca, o que resulta na abundância de silicatos ricos nesses elementos, como olivina, piroxémos, antibólios, e eventualmente biotita, denominados, coletivamente, minerais máficos, ou cafémicos (de Ca Fe-Mg), que apresentam caracteristicamente cores escuras (Fig. 16.8 d). Em rochas ac das e intermediárias, predominam amplamente os minerais felsicos, de cores claras, e com altos teores de Si, Al, Na e K, representados principalmente pelos feldspatos e feldspatóides, alem do próprio quartzo (Fig.s 16.8 a e a)



c, Basatto, rocha vu cânica básica maciça, atanit ca Bac a do Porana



d) Gabro rocha intrusiva básica maciça, fanerífica com a to teor de minerais máficos (piroxên a). Ilha de Sao Sebastião, SP

Outras relações composicionais importantes são aquelas que dizem respeito as proporções entre silica (SiO₂) e alumina (ALO₂), e ao conteúdo em álcalis (Na,O e K,O). Rochas muito neas em álcalis apresentam composições mineralógicas peculiares, com minerais máficos de Na e K, e são denominadas rochas alcalinas. Quando o teor de ALO, é elevado, cristalizando minerais ricos em Al, falamos de rochas peraluminosas. Em alguns casos, o teor de sílica no magma em cristalização é insuficiente para garantir a incorporação de todos os álcalis e alumina disponíveis aos feldspatos e cristalizam, adicionalmente, minerais ditos "insaturados em sílica", como os feldspatóides. Estes minerais são incompatíveis com teores mais elevados de sílica, quando então cristalizam norma-mente os feldspatos em seu lugar. Rochas que contêm feldspatóides sao alcalinas, denominadas rochas insaturadas em sílica ou, abreviadamente, tochas insaturadas.

16.2.2 Como inferir a composição química a partir da composição mineralógica

Um parâmetro muito útil na caracterização composicional expedita de rochas ígneas é o índice de cor (M), que diz respeito à proporção entre minerais máficos e félsicos, e é definido pelo número puro correspondente ao percentual de minerais mañicos na constituição volumétrica de uma rocha ígnea qualquer Segundo este parámetro, as rochas ígneas podem ser subdivididas em hololeucocráticas (M < 10), leucocráticas (M entre 10 e 30), mesocráticas (M entre 30 e 60), melanocráticas (ou máficas M entre 60 e

90) e ultramelanocráticas (ou ultramáficas - M > 90). De maneira simplificada, pode-se referir apenas a rochas leucocráticas, se houver amplo predominio de minerais félsicos, ou rochas máficas, quando os minerais máficos forem os mais abundantes. Há uma correlação genérica entre teor de silica e índice de cor das rochas ígneas, como ilustrado na Fig. 16.9: rochas ácidas a intermediarias são, em geral, leucocráticas (ou félsicas), enquanto rochas básicas são melanocraticas (ou máficas), e rochas ultrabasicas, na sua maioria, são ultramelanocráticas (ou ultramáficas).

16.2.3 Como interpretar o ambiente de consolidação de uma rocha ignea

A composição mineralógica das rochas ígneas é o quesito fundamental para a sua nomenclatura e classificação petrográfica, e relaciona diretamente cada rocha ignea com a composição do magma a partir do qual se consolidou. Para uma nomenclatura e classificação petrografica completas, porém, é necessário acrescentar informações sobre o ambiente e a história da consolidação de cada rocha. Estas informações podem ser obtidas a partir das texturas e estruturas apresentadas pelas diversas rochas igneas, que se desenvolvem em resposta direta ao ambiente no qual um determinado magina finalmente se aloja e se consolida. Textura diz respeito às características e relações entre as fases minerais constituintes de uma determ nada rocha: suas dimensões absolutas e relativas, seus hábitos e formas, seus padrões de arranio, e é definida, normalmente, em escala de amostra de mão e/ou em escala microscopica. Estrutura diz respeito ao ar-

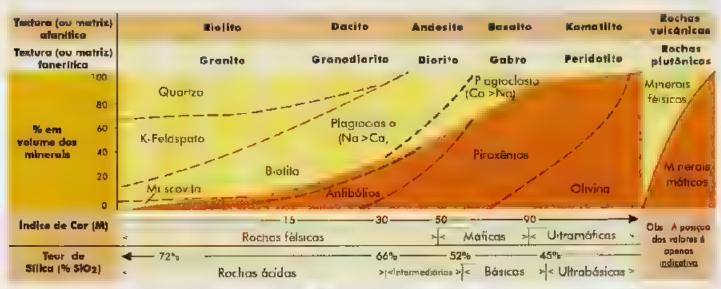


Fig. 16.9 As relações entre indice de cor, tear de si cal composição minera ógica e ambiente de cristo ização para as rochas igneas mais comuns jexa uindo as alca inas)



a) Obsidiana (vidra vu cânico).



c) Basaito vesicular/amigda oidal. Bacia da Paraná

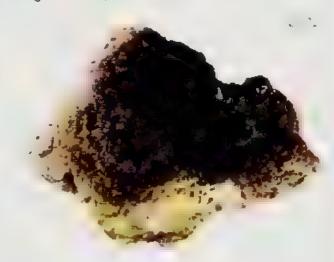
Fig. 16 10 Quadro de amostras I. Fotos: G. A. J. Szabó.

ranjo de porções distintas de uma rocha (por exemplo, se a rocha é bandada ou maciça) bem como suas feições macroscópicas a mesoscópicas (observada em escala de amostra de mão a escala de afloramento), sem entrar no ménto das relações entre os constituin tes fundamentais, os minerais.

Os contrastes texturais mais evidentes são os que ocorrem entre rochas consolidadas em ambiente vulcánico (à superfície da crosta, na forma de derrames, ou muito próximo à superfície, em condutos vulcânicos) e rochas consolidadas no interior da crosta (a profundidades consideráveis, na forma de corpos intrusivos). No caso das rochas consolidadas em am b ente vulcânico, ou sub-vulcânico raso, a profundidades nao superiores a algumas dezenas ou poucas centenas de metros, o magma — ou, no caso de derrames, a lava — perde calor rapidamente, e sua



b) Pegmatito de turma no granto, texturo fonerítica grossa o muito grossa. Perus, SP



d) Pumice

consolidação é acelerada. Em muitos casos, esta consolidação é tão ráp.da, que não há tempo suficiente para o surgimento dos germes cristalinos, ou para o desenvolvimento adequado de minerais a partir deles, e o produto final do processo de consolidação é um vidro vulcânico, como a obsidiana (Fig. 16.10 a). Em outras situações, a consolidação pode se dar por cristalização total ou parcial. Quando o resfinamento é rápido, um grande número de germes de cristalização é formado em um curto intervalo de tempo, sem que haja uma difusão adequada dos componentes em direção aos sítios de cristalização. Formam-se assimcristais diminutos e em grande quantidade. Já em rochas consolidadas a grandes profundidades, ha um contraste de temperatura menor entre o magma e as tochas encaixantes que, adicionalmente, constituem isolantes térmicos muito eficientes. Isto diminui a perda

de calor do magma, fazendo com que sua consolidação tenha duração longa. Derrames de lava espessos consolidam-se em questão de aiguns anos, decênios, ou séculos, quando muito; a consolidação de corpos magmáticos intrusivos pode prolongar-se por alguns milhares, ou até dezenas de milhares de anos. Por con ta da cristalização lenta, a difusão dos componentes em magmas alojados em profundidade é muito mais eficiente e, portanto, desenvolvem se minerais de dimensões maiores.

O desenvolvimento das fases minerais pode ser aferido através do grau de cristalin dade e do grau de visibilidade de uma rocha ígnea. O grau de cristalinidade diz respetto à participação da fase vítrea como constitunte representativo de uma rocha vulcân.ca Rochas isentas de vidro, constituídas essencialmente de fases enstalinas, os minerais, são holocristalinas. Rochas constituídas predominantemente de vidro vulcánico são denominadas vítreas (Fig. 16 10 a). Já o grau de visibi lidade diz respetto ao tamanho absoluto dos constituintes minerais. Em rochas de granulação muito fina, os cristais são praticamente imperceptíveis a olho nu, ou mesmo à lupa manual; neste caso, diz-se que a rocha apresenta textura afanítica (Fig. 16.8 c). Quando os constituintes minerais têm dimensões que permitem individualiza los a olho nu, ou mesmo identificá los, a rocha passa a ter textura faneritica. Para as rochas faneríticas, fala-se ainda em rochas de granulação fina, quando os constituintes, apesar de perceptíveis, são diminutos, de dimensões sub-milimétricas, e rochas de granulação média (Figs. 16 8 a e d), quando os constituintes têm dimensões da or dem de até alguns milímetros. O termo granulação grossa é empregado quando os constituintes possuem dimensão entre 0,5 e 3,0 cm. A granulação muito grossa é típica dos pegmatitos (Fig. 16,10 b), com os minerais individuais tendo tamanhos da ordem de vários centímetros, decímetros, ou até metros, em alguns casos.

O grau de cristalinidade e grau de visibilidade podem ser correlacionados ao ambiente de consolidação de uma rocha ignea (Fig. 16.11). Rochas portadoras de vidro vulcânico em qualquer proporção formamse à superfície, em ambiente vulcânico. Rochas holocristalinas afaníticas indicam enstalização rápida à superficie, em derrames, ou próximo à superficie, em dutos alimentadores dos mesmos, ou ainda em corpos intrusivos rasos associados. Rochas faneríticas finas são geralmente também associadas a ambientes vulcânicos / sub-vulcánicos, como constituintes das partes centrais de derrames espessos ou de corpos ígneos intrusivos de dimensoes reduzidas. Ja rochas faneríticas médias e grossas desenvolvem-se tipicamente em corpos intrusivos profundos, de dimensões expressivas. No caso dos pegmantos (Fig. 16.10 b),

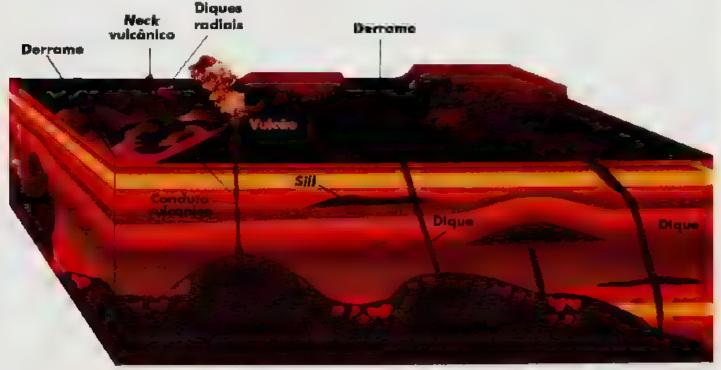


Fig. 16.11 Diagrama esquemático mostrando as formas de ocorrênc a de rochas magmáticas (derrame,silli dique batálito, stock, neck vu cânico, diques radiais e lacálito)

o crescimento exagerado dos minerais é devido a fatores adicionais, como uma grande riqueza em fluidos e elementos de alta mobilidade, e não ao tempo e profundidade de cristalização propriamente ditos.

Podemos também reconstituir a história da cristalização de uma rocha ignea a partir das dimensões relativas entre as suas fases minerais. Magmas que cristauzam em um único episódio, diretamente no seu sítio final de alojamento, tendem a produzir constituintes com dimensões da mesma ordem de grandeza, sejam eles muito finos, finos, de granulação média ou grossa. Já magmas que iniciam sua enstalização em um determinado ambiente, sofrem novo transporte, e terminam sua consolidação em um ambiente distinto do inicial. Em geral registram isto através da existência de uma geração de cristais de dimensões superiores às dimensões dos demais constituintes. Quando todos os constituintes têm dimensões de mesma ordem de grandeza, a textura é dita equigranular (Figs. 16.8 a e d). Já quando há uma geração de cristais que sobressai na textura por apresentar dunensões superiores as dos demais constituintes por pelo menos uma ordem de grandeza, a textura é designada porfiritica (F.g. 16.8 b) e os cristais de tamanho avantajado são denominados fenocristais, enquanto os demais, de dimensões inferiores, constituem a matriz. Dependendo do ambiente em que a consolidação é completada, a matriz de uma rocha com textura porfiritica pode ser vitrea, afanítica, ou fanerítica fina, média ou até grossa.

As estruturas das rochas igneas também são importante fonte de informações sobre o seu ambiente e história. de consolidação. Geralmente, a estrutura de rochas igneas é maciça, uma vez que magmas tendem a se alojar e consolidar em regimes isentos de tensoes; exemplos desta estrutura são as amostras das Figs. 16.8 a e d. Há, porém, estruturas indicativas de fluxo, tanto em rochas vulcânicas como intrusivas: as lavas cordadas (paboeboe) são um exemplo do primeiro caso (Cap. 17), enquanto a onentação de cristais tabulares de feldspato em sienitos exemplifica o segundo. Em rochas vulcanicas, há uma sene de estruturas associadas aos processos de ex rusão, fluxo e solidificação das lavas. Estruturas indicativas de escape de gases são as vesículas (quando vazias) e as amigdalas (quando preenchidas por minerais tardios, como variedades cristalinas e cripto-cristalinas de silica, carbonatos, zeólitas, etc. - Fig. 16.10 c). Derrames basálticos, como os da Bacia do Paraná, apresentam frequentemente topos vesiculares/amigdaloidas. Rochas com alto volume de vesículas são denominadas

esconáceas. Já os pumices representam um upo particular de rocha vulcânica com alto índice de vazios produzidos por escape de gases, com uma estrutura esponjosa / celular, onde os septos entre os vazios são de material vítreo muito delgado (Fig. 16.10 d).

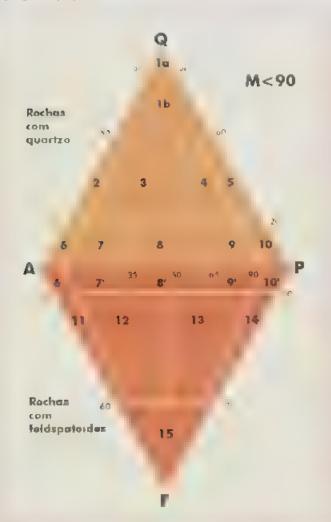
16.2.4 Dando nomes às rochas igneas

A nomenclatura de rochas igneas é definida, como já mencionado, com base nas suas composições mineralógicas e nas suas texturas. Os critérios de no menelatura são padronizados internacionalmente pela sistemática adotada pela IUGS (International Umon of Geological Sciences União Internacional das Ciências Geológicas). Esta sistemática é também conhecida como Nomenclatara de Rochas Ígneas de Streckeisen, em homenagem ao geólogo suíço A. L. Streckeisen, que propôs a adoção de criterios mundialmente unificados de nomenclatura para as rochas igneas. Segundo esta sistemática, as rochas são subdivididas em vulcânicas, quando apresen tam textura afanítica ou vítrea, e intrus vas, quando a textura for faneritica de qualquer granulação. O nome da rocha é então definido pela proporção observada entre seus constituintes minerais majoritários, ou pela proporção entre constituintes minerais inferida através de critérios variados, quan do os minerais individuais não forem visíveis.

Rochas u tramáficas, com mais de 90% de mine rais máficos (M>90), são consideradas à parte e constituem dois grandes grupos principais: os peridottos, ricos em olivina acompanhada de proporções variáveis de piroxêmos, e os piroxenitos, nos quais prevalecem os piroxénios, podendo conter um pouco de olivina. Pendotitos são as rochas constituintes do manto da Terra, e servem de fonte para a extração dos magmas basalticos; piroxenitos ocorrem em corpos máfico-ultramáficos estrauformes, formados pelo acúmulo do piroxénio cristalizado na cámara magmática. Rochas vulcânicas ultramáficas tiveram grande importância no passado, no Arqueano (Cap-23), quando a temperatura mais elevada do manto permitia maiores taxas de fusão, gerando magmas ricos em Mg que, alcançando a superfície da crosta primitiva, consolidavam-se na forma de derrames de komanitos, rochas peruliares de grande interesse para o estudo da evolução do manto e da crosta arqueana, portadoras de texturas curiosas (Fig. 16.12), denominadas spinit a pela semelhança que apresentam ecm una granicia asstruana bomónima



Fig. 16.12 Komatino com textura spinifex. Pium hi, MG Foto G A J Szabo



Rochas não ultramáficas (M<90) podem ser classifi cadas pelas proporções que apresentam entre seus constituintes félsicos: feldspatos alcalinos, plagioclas o, quartzo e feldspatoides (lembrando que quartzo silica cristalina livre - é încompativel com a presença cu fe dispato des). A proporção entre estes constituintes erecalcuada para 100%, e o resultado lançado em um dos dos diagramas mangulares de referência (Diagrama QIAP)

Fig. 16.13). O nome-raiz da rocha e obudo i partir dos campos definidos nestes diagramas, e acrescido de informações adicionais algadas relevantes. Por exemplo, i ma rocha com textura fanerinca de granulação media, constituida predominantemente pelos minera s félsicos quartzo, plagioclasio (com teor do componente anortita em 🕠 🦤 de 20º — oligoc ásio) e fe dispato alcalino (ortoclast 🥕 nicroclin o) em proporções equivalentes será denomanada "granito". Se este granito tiver quantidades representativas de bionita, e alguns dos seus cristius de feldspato constituirem fenocristais, com tamanho relativo avantajado quando comparados aos demais, que

Denominação dos campos:

- la Quartzolito
- 1b Granitóide rico em quartzo
- Alcali-feldspato granito
- 3 Granito
- Granodionto.
- Tonalito
- (Quartzo*) Álcali-fe dipato siemito
- (Quartzo*) Sienito
- (Quartzo*) Monzonito
- (Quartzo*) Monzodionto ou monzogabro
- 10 (Quartzo*) Diorito ou gabro
- Alcal,-feldspato sienito com felospató de
- Sienito com feldspatóide
- Monzonito com feldspatotde
- Monzodiorito ou monzogabro com feldspatóide
- 10 Diorito ou gabro com feldspatoide
- l'eldspatóide sienito
- 12 Feldspatóide monzossienito.
- 13 Feldspató.de monzod.orito.
- 14 Feldspatóide diorito ou gabro
- 15 Fordo ito:

Fig 1613 L. J. W. J. P. Sero D. Sero total poro tosse ación de other giere. El la P. P. A. V. I president agrees to a greek to a telegraph and Ale ispation to the and and show etch countries a colors operorate you see ede or a corresponding on terms. In

constituição portanto a matriz (Fig. 16.8 b), a sua denominação mais completa será biotita granito porfiritico, acrescentando importantes informações mineralogicas e texturais ao nome raiz

Para rochas vulcânicas, a composição mineralógica é inferida a partir dos fenocristais, quando presentes (fenocristais de quartzo indicam elevado teor em sílica, logo, a rocha seria o equivalente vulcânico do granito, denominada riolito), ou pela cor da rocha (rochas escuras são, em geral, máficas, rochas de coloração avermelhada / arroxeada a acinzentada ou mais clara serão mais féisicas). A classificação mais acurada de rochas vulcânicas é difícil quando em amostras de mão, necessitando de estudos de microscopia ou análises quimicas. Macroscopicamente, rochas igneas afaníticas podem ser chamadas de felsitos, quando apresentarem cores claras, e de mafitos, ou rochas basalticas (no sentido genérico), quando forem escuras.

Para rochas com textura fanerítica fina, recomenda-se usar o prefixo mero (merogranito, microgabro, etc.). Tradicionalmente, previa-se uma nomenclatura distinta para rochas com essa textura, consocidadas geralmente em corpos menores, de colocação pouco profunda. Neste sentido, haveria um tipo de rocha intermediário entre o gabro, resultante da consolidação de um magma básico em profundidade, e logo com textura fanerítica media a grossa, e o basalto, seu equivalente vulcánico, de textura afantica. A rocha de textura fanerítica fina resultante da consolidação de um magma basico em corpos intrusivos rasos denomina se diabásio, que jugamos necessário mencionar por tratar se de um termo firmemente arraigado no linguajar dos geólogos.

Uma classificação simplificada que pode ser unlizada de maneira expedita é aquela apresentada na Fíg. . 6.9, relacionando composição química, índice de cor (M), textura e ambiente de cristalização de algumas das tochas igneas mais frequentes na crosta. Neste diagrama, a proporção entre os principais constituintes minerais permite optar entre os nomes granito, granodiorito, diorito, gabro e peridotto para rochas intrusivas, e os respectivos equivalentes vulcânicos nolito, dacito, andesito, basalto e, caso particular, komanito. Não são apresentadas, neste diagrama, as rochas alca mas, como sienitos e seus equivalentes vul cânicos, os fonolitos. Estas rochas podem ser identificadas pela sua riqueza em minerais de Na e K: steratos e fonolitos, que são constituídos predominantemente por feldspatos alcalinos, acompanhados ou

nao de feldspatóides (quando insaturados em silica) ou quartzo (quando supersaturados em silica), além de eventuais minerais máficos portadores de Na e/ou K. Devemos ter em mente, ainda, que este diagrama representa uma abstração, e as relações entre os parâmetros utilizados podem não ser tão diretas assim em muitos casos (há exemplos de grantos mesocráticos e até melanocráticos, e de gabros leucocráticos, ainda que sejam rochas menos frequentes). No entanto, serve como boa aproximação para uma classificação preliminar, desde que utilizado com entério, dentro das suas limitações.

16.3 Rochas Intrusivas: Modos de Ocorrência e Estruturas

A seguir serão descritas as formas de ocorrência das rochas igneas intrusivas com maior detalhe. As formas de ocorrência das rochas vulcanicas e suas estruturas específicas serão consideradas no Cap. 17.

Se o magma, gerado em profundidade, se conso lidar no interior da crosta, teremos a formação de rochas plutônicas ou intrusivas. Dependendo da profundidade na qual o magma se cristaliza, os corpos rochosos gerados podem ser classificados em: abissais, se a cristalização ocorrer em grandes profundidades mais de 2 km) e hipabissais, se cristalizarem em níveis crustais rasos.

Os corpos de rochas igneas intrusivas podem tam bém ser classificados em relação às suas formas (Fig. 16.11), que podem ser alongadas, circulares, tabulares ou mesmo totalmente irregulares. De um modo ge ral, todos os corpos intrusivos são denominados "plutons" e podem ser distinguidos de acordo com seu tamanho e relação com as rochas encalxantes da crosta.

16.3.1 Corpos intrusivos menores

Os corpos intrusivos menores são representados pelos díques e sills (ou soleiras), que têm formas tabulares, pelos lacolitos, em forma de cogumelo e pelos necks vulcânicos. Diques e sila possuem a mesma geometria e a diferença entre eles está no modo em que se dá a sua intrusão nas rochas encaisantes.

Os diques são formados quando o magma invade as rochas encalizantes através de fraturas ou falhas, e apresentam uma atitude vertical ou cortam as estruturas originais dessas rochas, sendo portanto

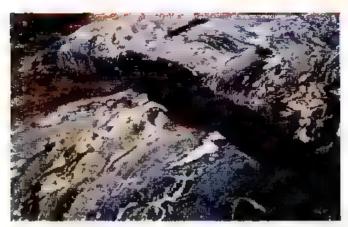


Fig. 16.14 Dique básico cortando gnaisse m gmatítico. Fata B. B. de B. Neves.

denominados corpos discordantes (F.g. 1614). Os da ues podem ser enormes como, por exemplo, o "Grande Dique" na Rodésia que é representado por um corpo de gabro com aproximadamente 500 km de comprimento e 8 km de espessura. No entanto, eles também podem ter dimensões pequenas, de alguns metros ou centímetros. Os diques podem ocorrer isoladamente ou como enxames. Seu tamanho depende do volume de magma disponível e do tamanho da tratura pela qual ele percola. Geralmente, os diques

são constituidos por magmas basicos, que são mais fluidos e conseguem percolar pelas fraturas e falhas da crosta com maior facil.dade. Cont. do, diques de rochas feis cas (graníticas) também ocorrem

Os x//s (soleiras) são corpos intrusivos tabillares que se a ojam com atitude horizontal a sub-horizontal, paralelamente à estratificação quando as rochas encaixantes forem sedimentares (Fig. 16.15), pelo que são chamados de corpos concordantes Seu tamanho também é var ável, porém, para um mesmo corpo, a espessura é relativamente constante. Este fato levou os geólogos a sugerirem que os sills são formados por lavas bastante fluidas, o que 3 geralmente observado, já que a grande matoria dos corpos e constituída de rochas básicas. A ocorrência de um sill, por ser um corpo concordante, exige que a camada de rocha sedimentar sobre, acente seja soergu, da por igual a uma altura equivalente à espessura do sull. Embora isto pareça muito difícil, o processo de soergumento da ca mada de rocha requer menos energia do que aquela



Fig. 16.15 S / de microgabro (diabasio i rocha escura intrusiva em calcários paleozó-cos (rochas ciaras). Represa Rooseve l Fênix, Arizona, E. U. A. Foto W. R. Van Schmus

344 - DECIFORNOUS TREAT



Fig. 16.16 Disjunção colunar em basaitas da Bacia do Paraná Torres, RS Foto R Machado

necessaria para levar o magma até a superfície. Consequentemente, os *nlls* se formam preferencialmente em níveis rasos da crosta, proximos a superfície, onde a pressão exercída pelo peso das rochas so brepostas é relativamente pequena.

Um exemplo classico de um corpo em forma de *ull* é o de Palisades nos Estados Unidos. Ele possui cerca de 300 m de espessura e hoje, por causa dos proces sos crosivos, ocorre como um "paredão" na margem do rio Hudson. Devido à sua grande espessura e ao lento resfriamento do magma ele é um ótimo exemplo de cristalização fracionada. Este *sill* formou se a partir de um magma rico em componentes dos minerais olivina, piroxênio e plagioclásio. Como olivina forma se primeiro durante o processo de cristalização (série

de Bowen, Fig. 16.7) e é o mais denso des tes minerais, sofreu precipitação perfazendo cerca de 25% dos minerais presentes na parte basal do all. Proximo ao topo do corpo, a olivina perfaz apenas 1% da rocha, enquan to o mineral mais leve, o plagioclásio, constitui cerca de 60.70% da mesma. O exemplo deste all diferenciado é importante para os geólogos porque confirma os experimentos de laboratório sobre a cristalização fracionada à qual alguns magmas são submetidos.

O resfriamento de corpos igneos tabuares, como sills e diques, e mesmo derrames de lavas, pode causar um padrao distinto de fraturamento nas rochas que os constituem, conhecido como disjunção colunar (Fig. 16.16). Este padrão de fraturamento gera prismas colunares com faces (4 a 8, geralmente 6) bem formadas. Isto se dá devido à perda rapida de calor da lava (originalmente a cer ca de 1 000° C) em níveis crustais rasos, fazendo com que haja uma contração e formação das colunas poligonais.

As vezes, os sells podem se assemelhar muito a corridas de lava soterradas, já que ambos são tabulares e podem apresentar disjunção colunar. Adicionalmente, pelo fato dos sells se colocarem em niveis crustais rasos, próximo á superfícic, sua granulação é fina e pode ser facilmente confundida com a de derrames basalticos. A distinção entre eles é muito importante quando da reconstituição da historia geológica de uma região. Uma teição pode auxi iar na identificação destas estruturas: a parte superior de uma corrida de lava, como já meneto do frequentementa contrêm parte quando da reconstituição.

nado frequentemente contém vesículas c/ou amigdalas formadas pelo escape de gases enquanto a parte inferior do derrame mostra sinais de metamorfismo de contato. Já no caso de um ull, ambos os limites do corpo, tanto o inferior quanto o superior, mostram evidencias de metamorfismo e o horizonte vesicular amigdaloidal não ocorre

Os lacólitos são corpos ígneos intrusivos, com a forma de um cogumelo, que podem representar uma variação dos silis, já que invadem concordantemente camadas de rochas sedimentares em níveis rasos da crusta. Porém, diferentemente dos silis, o lacólito ai queia as camadas de rocha suprajacentes (Fig. 16.11) para obter espaço para seu alojamento. Outra diferença é na composição, uma vez que os lacolitos são



Fig. 16.17 Neck vu cânico no Wyoming conhecido camo Torre do Diabo Foto. Dave G. Hauser/Stock Photos

geralmente formados por magmas mais viscosos. Constituem, em geral, corpos pequenos se compara dos aos batólitos e sua largura é inferior a poucos quilômetros.

Vecks vulcârucos são corpos intrusivos discordantes formados pela consolidação do magma dentro de chamines vulcânicas, os condutos por onde o magma sobe e chega a superficie através dos vulcoes. Apos a crosão do cone vulcanico, principalmente daquele constituido por material piroclástico mais facilmente crodivel, sobressai na topografia a antiga chaminé, o mede vulcânico (Fig. 16.17), que serviu de alimentador de magma para o vulcão. A partir da parte central da chaminé o magma pode percolar lateralmente preenchendo fraturas e gerando diques radiais (Fig. 16.11).

16.3.2 Corpos intrusivos maiores

Os batólitos são os corpos igneos plutônicos de mator dimensão e possuem uma forma irregular (Fig. 16,11). Como eles se eristalizam em profundidade, somente graças à crosão é que hoje podem ser observados à superficie. Seu tamanho pode variar bastante. Convencionalmente, costuma se chamar de batólitos os corpos que apresentam, em superfície, uma área superior a 100 km²; quando a área for menor, os corpos são denominados stocks. Os stocks podem ser parte de batólitos parcialmente erodidos, que com um processo mais intenso de erosão podem passar a ser totalmente expostos. Ambos, batól tos e stucks, são corpos intrusivos discordantes, que cortam as estruturas das rochas encaixantes. Uma feição bastante comum nas regiões marginais destes corpos é a presença de xenólitos (Fig. 16.18), que são fragmentos da rocha encamante arrancados e englobados pelo magma du-



Fig. 16.18 Xenó itos de anfiborito bandado / dobrado em rocha granífica (tonalito) Eou Claire Wisconsin, E. U. A. Foto. √ R. Van Schmus

rante a sua colocação na região em que irá se consolidar.

Estes platens, em sua grande maioria, são constituidos por rochas graníticas de textura média a grossa, já que resfiram lentamente, dando tempo para os minerais crescerem. Os batólitos podem anugir até 20 ou 30 km de diâmetro e são corpos com história geológica complexa, formados em raízes de cadeias de montanhas. Eles podem consistir de vários corpos menores que podem ter idades e composições químicas diferentes, representando pulsos magmat cos sucessivos a partir de uma mesma fonte. A colocação destes pulsos de magma na crosta ocorre atraves de mecanismos complexos, tal como ja discutido, de maneira breve

Outra feição comum relacionada aos grandes corpos graniticos são os veios pegmatíticos que, geralmente, ocorrem nas bordas dos batólitos. Formam, igualmente aos batólitos, estruturas discordantes, ia que cortam as rochas encaixantes. A formação dos pegmatitos se dá na fase final de restriamento do magma, através da percolação de soluções ricas em sílica, água e, ocasionalmente, em alguns fons que não entraram na estrutura cristal na dos minerais até então formados. Estas so uções são chamadas hidrotermais, e a partir delas são geradas os pegmantos, constituidos, principalmente, por quartzo e feldspato potássico (Fig. 16.10 b). No entanto, em alguns casos, estas soluções hidrotermais podem estar enr quecidas por elementos químicos de interesse económico fazendo com que os pegmatitos sejam mineralizados a tungstênio, uranimta, estanho, turmalina, topázio, etc., como é comum encontrar em Maias Gerais.

16.4 Magmatismo e Tectônica de Placas

A grande variedade de rochas igneas está intima mente associada ao seu ambiente de formação e este depende dos processos tectônicos envolvidos na história do Planeta. Como foi visto no Cap. 6 (Tectônica Global), nos diferentes limites de placas atuam processos tectônicos distintos, cada qual gerando um magmatismo característico. Existem dois tipos fundamentais de limites de placas que estão intimamente associados com a formação de magma os limites divergentes e convergentes (Fig. 16.4)

Os limites divergentes, como já vimos, são marca dos por movimentos de extensão da crosta, com

346» Онентанто ос. Терра

ruptura da placa litosférica em função do movimento em sentido oposto das placas e ascensão de plumas mantedeas superaquecidas. Esta ruptura e tao profunda que o magina basáltico gerado pela fusão parcial de materiais rochosos da astenosfera (os pendotitos do manto) ascende através de sucessivos derrames. O processo de abertura da crosta e subida de magina dura milhoes de anos, originando um assoalho oceanico como aquele que existe entre os continentes sul america no e africano e que amda hoje continua a ser formado com uma taxa de crescimento de 2 a 3 cm/ano.

Os limites convergentes (Cap. 6) são resultantes da colisão entre placas litosfencas e podem ser de tres npos: continente-oceano, continente-continente e oceano oceano. Quando ocorre o choque entre placa continental e oceánica, a exemplo do que ocorre na Cadeia Andina, a placa oceânica (mais densa) mergulha sob a placa continental (menos densa) num processo conhecido como subducção. Neste limite, os magmas sa a gerados pela mistura de material orig nado da fusão da crosta oceânica (basáltica) consumida juntamente com sedimentos mannhos acumulados na zona de trincheira e da interação com as raizes da crosta continental (félsica). Esta mistura de componentes origina magmas de composições variadas. As rochas igneas produzidas nas zonas de subducção são mais félsicas (ácidas) que aquelas geradas nas cadeias meso-oceânicas (predominantemente basálticas), sendo comum o vulcanismo andesínco (in termediário) e, em menor proporção, o felsico. Os corpos de rochas intrusivas com composições intermediárias a ácidas (graníticas) são consolidados no interior da crosta, ao mesmo tempo que as lavas são expelidas na superficie através dos vulcoes, Este vulcanismo, por ocorrer sobre a massa continental, forma um arco vulcânico continental. Durante o processo de colisão entre placa continental e occânica ocorre, alem de intenso magmatismo, a deformação, o metamorfismo e a formação de cadeia de montanhas causando o espessamento da crosta continental (Cap. 18)

Quando duas placas oceanicas se chocam, há geração de vulcanismo andestrico, formando se arcos de ilhas, como ocorre ho e no Japão. No processo de colisão entre duas placas continentais, o qual pode ser exemplificado pelo choque entre a India e o Tibet originando a magnifica cadeia de montanhas dos Himalaias, o vulcanismo é pouco significativo, enquanto o plutonismo é mais expressivo, representado por leacogranitos formados a partir da fusão da base das

crostas continentais. Neste caso, predominam os processos de metamorfismo e a intensa deformação das massas continentais envolvidas na cobsão.

Outro upo de magmatismo basaltico, sim ar ao produzido nas cadeias meso-necânicas, é encontrado em alguns continentes ou mesmo em ilhas isoladas (Havai), no interior das placas itosféricas, distantes de seus limites. Nestes locais ocorrem volumosos derra mes de lavas que ascendem de grandes profundezas Alguns pesquisadores sugerem que estas lavas pos sam ser oriandas do manto inferior, talvez do amitemanto nucleo terrestre. As lavas basálticas chegam à superficie atraves de condutos vulcanicos com a for ma de lapis, também conhecidos como plumas mantélicas. A ongem deste magma está vinculada a pontos quentes (hot spots) no interior do manto. Estes pontos são fixos, enquanto as plaças Ltosféricas se movem, como consequência, ocorre a formação de lhas alinhadas, com idades sucessivamente mais jovens, e que gradativamente ganham estabilidade à med da que se distanciam do bot spot estacionário, a exemplo do que está acontecendo no interior da Placa Pacifica, no Arquipelago do Havai

Leituras recomendadas

- BEST, M. G. Igneous and Metamorphic Petrology. New York: W. H. Freeman, 1982,
- BROWN, G. C.; HAWKESWORTH, C. J., WIL-SON, R. C. L. Understanding the Earth - a New Synthesis. Cambridge: Cambridge University Press, 1992
- HALL, A Igneous Petrology. Essex: Longman Scientific & Technical, 1987
- HIBBARD, M. J. Petrography to Petrogenesis. New Jersey: Prentice Hall, 1995.
- LeMAITRE, R. W A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Oxford: Blackwell, 1989.
- PRESS, F; SIEVER, R Understanding Earth (2nd Ed.). New York: W.H.Freeman, 1998
- SIAL, A. N.; McREATH, I. Petrologia Ígnea Vol. 1. Salvador: SBG/CNPq/Bureau Gráfica e Editora, 1984
- SKINNER, B. J.; PORTER, S. C. Poysical Geology New York: John Wiley, 1987.

VULCANISMO

produtos e importância para a vida

Wilson Teixeira

ndes Equatorianos, outubro de 1999: após 70 anos de repouso, o vulção Tungurahua entra em erupção, forçando 25.000 pessoas a deixarem suas casas. Repete-se, ama vez mais, a saga da humanidade perante as forças do interior terrestre ao mesmo tempo que desfruta da beleza das paisagens dos vulções quando dormentes, softe seus terríveis efeitos destrutivos quando estão em atividade. A vulcanologia, uma especialidade criada na década de 1980, dedica se ao estudo do vulcamsmo - termo cujas raizes remontam à mitología greco-romana, quando Vulcano era o deus do fogo. Desde entao, a vulcano ogia teve enorme progresso, passando a ser uma ciência interdisciplinar e quantitativa, de grande importancia para a redução de riscos para populações situadas em regiões vulcânicas

Quando nos deparamos com uma erupção vulcãnica, testemunhamos, na verdade, a liberação espetacular do calor interno terrestre acumulado através dos tempos, principalmente pelo decarmento de elementos radioanyos. Este fluxo de calor, por sua vez, é o componente essencial na dinâmica de criação e destruição da crosta, na qual os vulções, juntamente com os terremotos, têm papel essencial, desde os primórdios da evolução geológica. Atividades vuiçãnicas foram também importantes na Lua, Marte e Venus, onde modelaram paulatinamente suas superffcres em diferentes épocas geológicas. O monte Olimpo, em Marte, é a major estrutura vulcânica conhecida do Sistema Solar, com seu cone de 26 km de altura em cujo cume existe uma depressão com 65 km de dià metro. Todavia, os exemplos mais impressionantes ocorrem no satélite mais interno de Júpiter Io, o mais

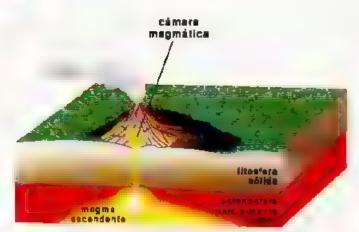


Fig 17.1 O sistema de bombeamento de um vulção

ativo do nosso Sistema Solar. Suas abundantes erupções expelem lavas com altissimas temperaturas, muito superiores às das lavas terrestres atuais. Além cisso, ja tos violentos de enxofre e outros gases alcançam mais de 300 km de altura em Io, fenômeno tão gigantesco que pode ser visto a partir da órbita da Terra, a mais de 600 milhoes de quilômetros de distância.

Os vulções (Fig.17.1), são considerados fontes de observação científica das entranhas da Terra, uma vez que as lavas, os gases e as cinzas fornecem novos connecimentos de como os minerais são formados e onde recursos geotermais de interesse para a humanidade podem se localizar. A importância do vulçanismo transcende a notôna influência que exerce no nosso ecossistema, em que 25% do O₂, H₂, C, Cl e N₂ hoje presentes na biosfera têm esta ongem. Sa temos, por exemplo, que milhares de vulções ativos há mais de 4 bilhões de anos, liberaram enormes volumes de ági a,

Tobela 17.1 Principals	erupções (explosivas e sua	frequência tempoi	ral
------------------------	------------	------------------	-------------------	-----

Exemplo Selecionades	Magnitude du Erupção	Volume (produtos vulcânicos)	Taxa de Frequencia
Strombo i, Itália (1996)	pequena	10 ⁴ - 10 ⁶ m ³	100/ ano
Ulzen, Japão (1991)	moderada	10 ⁸ - 10 ⁷ m ³	15/ ana
Nevado del Ruiz, Cosâmbia (1985)	moderada a grande	10° - 10° m³	2 - 3/ ana
Santa Helena, EUA (1980)	enorme	1 - 10 km ³	1/10 anos
Pinatubo, Fii pinas (1991)	gigantesco	10 - 100 km ³	1/ 40 anos
Tambora, Indonésia (1815)	colossa	100 - 1.000 km²	1/ 200 anos
Yellowstone, EUA (630.000 a.C.)	ncomensurável	1.000 10.000 km²	1/ 50.000 anos

[✓] Vista naturno da erupção do vuicão Etna, Itália Foto P Abort

gás carbónico e outros elementos quinucos, formando os primeiros oceanos e nossa atmosfera primitiva — originalmente uma mistura toxica de hidrogênio, metano, amónia e igua — que permitiria a produção, mais tarde, das suestán cias essenciais para o desenvolvimento dos primeiros or ganismos da Terra

Os episodos valcânicos ocor rem desde o inicio da evolução da Terra 4,5 milhocs de 2008). Portan to numa escala distinta de desenvolvimento da hemanidade seculosy. Assim, a aparente quie tade de um vulcão para nos decorre simplesmente do fato de não ter havido nenhum relato his

tónico de sua erupção. Nada impede que um vulcân considerado "ex into" nos ultimos 5.000 anos "data dos primeiros registros historicos), situado porem numa região com vulcanismo latente, possa entrar em atividade no futuro, tendo em vista a ciclicidade da evolução geológica terrestre.

A magnitude dos eventos vulcanicos, por outrillado, é altamente variável, como podemos observar nos exemplos se enionados da Tabela 17.1

As rochas vulcânicas originam se da consolidação das lavas, constituindo porções significativas do em sto terrestre (Figs. 17-2, 17-3), representadas por monta nhas e enormes depositos rochosos nos continentes o



Fig. 17.2 Palsagem vulcânica. Derrames da Formação Serra Geral, bacia da Parano.
Brus. Fisis M. Ernesia.

assoahos oceánicos. As avas, por outro lado, representam amostragens reais dos materiais das profundezas da Terra, muito embora parte dos elementos voláteis do magma original seja perdida durante o processo de solidificação. Mesmo assim, as lavas podem fornecer informações úteis sobre a composição química e o estado físico do material constituinte do manto superior.

Neste capitulo, conheceremos o processo que leva o magma à superficie, originando a lava e ou tros produtos associados a erupção. Levando em e nta as características do magma que condicionam todo o processo eruptivo, apresentaremos ainda uma classificação da morfologia e dos esclos eruptivos

dos vulções. Finalmente, a sorda remos os riscos vulçanicos, contrapondo-os com os efeitos das erapções no meio ambiente. Por vezes, estes efeitos são be neficos à humanidade, à que os vulções são fontes térmicas po tencia mente favoraveis ao ecossistema e portanto, a manu tenção da própria vida



Fig. 17.3 Paisagem de vuicões. I ha Bartho amé; arquipé ago Colon (Ga ápagos), Equador Foto R. Trouw

17.1 Conhecendo os Produtos Vulcânicos

Os produtos gerados numa crupção vulcânica podem ser sólidos, líquidos ou gasosos, conforme sintetizado na Tabela 17.2 e Figs. 17.4 a 17.10.

17.1.1 Lavas

Representam o material rochoso em estado de fusão que extravasa a superficie, contemporaneamente ao escape dos componentes volateis do magina. Durante o processo, pode haver adição ou perda de compostos químicos. Os vários tipos de lavas são correspundentes extrusivos de maginas félsicos ou máficos, conforme já visto no capítulo anterior

Descreveremos a seguir as principais caracte rísticas dos diferentes tipos de lavas

a) Lavas basálticas

É o tipo de lava mais comum nos derrames, ca racterizando se pela cor preta e temperaturas de erupçao entre 1,000 e 1,200°C, temperaturas estas se melhantes às do manto superior. As propriedades guimicas e físicas das lavas basalucas, tais como a baixa viscostdade devida ao menor conteudo em sílica (StO.), menor retenção dos gases dissolvidos e alta tem peratura permitem que o fluxo seja menos espesso e atinja áreas distantes em relação à erupção. Fluxos com até 100 km/h já foram observados, mas as velocida des comuns são da ordem de alguns km/h. Derrames enormes ocorrem em diversos continentes e lhas vulcânicas, alguns deles originados durante eventos geologicos gigantescos, a exemplo dos derrames do Deccan (Ind.a) e da Bacia do Paraná (América do S...l) As lavas basálticas exibem variações na sua morfologia e fluidez no decorrer do processo de consolidação, recebendo diferentes denominações, a saber:

Tabela 17.2 Caracterist cas dos produtos vulcânicos

Processos		Componentes		Observações
Erupção efusiva	Derrome de lava	Lavo	Rocha vulcân co	Materia fundido contendo cristais e bolhas de gás
		Poerro/cinza fina	Tuto line	Particulas menores que 0,062mm
		Cinza grossa	Tuto grosso	Particulas entre 2 e 0,062 mm
	Queda	Lapilli	Stapilito - See	Partículas entre 64 e 2 mm
	piroclástica	Bombos	Agiomerado	Fragmentos plásticos > 64mm
		Blocos	Brecha (Fragmentos rígidos > 64mm
	Fluxo	Púmice (fragmentos com granulação de ontas a blocas, nco em vesículas)	ign mbnto	Emulsoes gososas superaquecidas com fragmentos de púmice ou escoria (dimensoe entre Lapilli e Bombas), cristais de cinza, e fragmentos do conduto e/ou de rochas pré-existentes, em matriz vitrea
	piroclástico	Escorios	Brecho de escónos	Fragmentos vesiculares restritos às proximidades dos condutos vulcânicos
		Blocos e cinzas	Brecha de blacas é cinzas	Depósitos de grandes blocos de lavas sustentados por cinzos, próximos dos condutos de vuicões
Fenômenos vulcánicos ossociados A	Fluxo de Igma	<u>ahar</u>	E Laharita 💮	F uxa viscaso de lama com fragmentos inconsolidados de variadas dimensões, originados do retrobalhamento de depósitos de encostas vuicânicas por chuvas, degelo e/ou tremores de tema
	Avalanches			Semelhantes aos fluxos de lama, porém com matriz mais grossa (menor teor de lama)
	Gêiser; fumaro o			Emanações gasosas e fluidos contendo minerais dissolvidos



Fig 17.4 Derrames de ava, vendo-se ao undo o Monte Etna, Sicilia, Itália Foto: R. Trouw.



Fig. 17.7 Resto de brecha vulcân ca Uha Fernando de Noronha, NE do Bras I. Foto: C. M. Noce



Fig. 17.5 Deposito por lahor. Nator a abundancia e tamanho dos tragmentos só idos carregados pela torrente de iama. An tártica. Foto 1 B Sigolo.



Fig. 17.8 Camadas de tutos e brechas piroclásticas in ercola das No canto interior esquerdo da toto observa-se pela mação por ocamadamento, causada por bioco lariçado batisticamente Macijo alcalino de taúna, Rio de Janeiro. Foto A. Ferrar



Fig. 17.6 Deposito piroc astico com detarmação par bamba ha Shetland da Sul, Antártica Foto R. Andreis



Fig 179 Tuto v Icânica Foto C M Noce



Fig. 17.10 Fumaroias Campo de géiseres El Tatio, Chi el Foto, C. M. Noce

· Lavas almofadadas

São acumulações subaquáticas que possuem a forma de almofadas (tradução literal do termo em inglês pulor) (Fig. 17.11e 17.12), com diâmetro de até 1 metro. Sua ocorrência resulta do comportamento plastico do magma basaltico que, em contato com a água fría, restina instantaneamente. Com isso, cha se uma película exterior vícrea, enquanto o intenor do material rochoso submetido a restriamento mais lento adquire uma granulometria cristalina mais grosseira. A profundida de do derrame é também um parâmetro importante no processo, pois a pressão da água deve ser suficientemente alta, de modo a impedir que os gases dissolvidos no magma fervam ou se expandam.

As lavas almofadadas se acumulam devido a fluidez da lava e à pressão interna dos gases, que leva ao rompimento da película rochosa recém-consolidada pela expuisão continua do magma. Nas profundezas da cadeia Meso-Atlântica e também no assoaiho oceánico do Pacífico Leste, a cerca de 2.700 m. de profundidade, submergíve s confirmaram a ocorrência dessas acumulações de lava almofadada, interigadas por condutos tubulares afunilados com cerca de 20 a 30 m de altura e 1 km de largura. Isto sugere que este upo de lava é um dos constituintes importantes da crosta ocean ca em formação. As lavas almotadadas podem ocorrer tanto em águas rasas como profundas e, apesar de freqüentes em basaltos subaquáncos, são também observadas em lavas com maior conteúdo em SiO₂.



Fig. 17 11 Lavas armofadadas preservadas de vulcanismo pré cambriano (> 2,7 b hões de anos) na regido de Abilibi Canadá Foto C. M. Noce



Fig. 17.12 Lavas armotadadas de ladde cre combriana 600 milhões de anos na região de Pirapora do Bon Jesus. 12. Pauto Notar os bordos das a motadas marcados pein in le alteração marrom averme hada. Foto M. V. Cout nh.

· Lavas pahochoe e aa

São termos oriundos de descrições na lha vulcáni. ca do Havaí, relacionados ao fluxo e aparênci.. superficial de resfinamento das lavas basálneas. A lava paliochoe (ou lava "em corda") e a mais comum nos vulcões do Havaí. A lava basaluca em contato com 🥽 ar resina se, formanço uma crosta fina, enquanto o fluxo magmático continua abaixo dela Este fl. v. subsuperficial, que lembra a viscos il de do ne genfeições retorcidas na película rochosa em processo de solicificação (Fig. 17.13). Algumas vezes o floxo d lava se da muito rapidamente ao longo de trincas abaxo da crosta já consol dada. Eventua s refluxos d magma levam a drenagem desses tunels, chando un canal subterrâneo - o tubo de lava. O da meiro - sses tuneis e variavel (1 a 10 metros), podendo atingir var os quilômetros em extensão (Fig. 7.1).



Rig. 17.13 Lava pahoehoe Baía Sullivan, Tha de Arquipéiaga Colón (Ga ápagos), Equador Fota R Troux

escape dos gases dissolvidos no magma durante a con solidação causa rápido aumento na viscosidade do material mais superficial. O fluxo desse upo de lava e naturalmente mais lento que o da lava patinehio. Desse modo, é produzida uma capa mais grossa, que pode atingir espessuras de 3 a 4 m. A lava aa se quebra em blocos irregulares na medida em que o fluxo magmatic y interno commua (Fig. 17-15). Nos exemplos do Hava, as feições de lava patineose são observadas perto do tocal da erupção, por conta das altas temperaturas re; nantes. Ja as feições au somente se formam a uma maior distancia do vulção, apos uma expos ção si per uma maior distancia do vulção, apos uma expos ção si per uma maior distancia do vulção, apos uma expos ção si



Fig 1714 conditions (3.1) in an armone of the sound of th



b) Lavas riolíticas e andesíticas

Estas lavas possuem composição mais diferenciada (félsica). O maior conteúdo em SiO, (veja capítulo anterior), bem como a sua mineralogia mais comple xa e maior retenção em gases tornam nas mais viscosas que as lavas basálticas. Apresentam temperaturas entre 800 e 1 000°C e a rocha vulcânica formada possui cor clara a avermelhada. A baixa flu dez das lavas rioliticas leva geralmente a um acúmulo rochoso que pode alcançar dezenas ou até centenas de metros de espessura, tornando comuns as explosões. As lavas de composição andesítica possuem conteúdo de sílica intermediário entre os basaltos e nolitos.

Vártos episódios vulcánicos de composição andesítica a riolítica acompanharam a construção da crosta terrestre. Muitas dessas ocorrências estão preservadas na América do Sul, Um dos episódios mais expressivos atingiu a Amazônia há cerca de 1,7 – 1,8 bilhões de anos atrás, tendo recoberto uma área superior a 500,000 km²

17.1.2 Fragmentos vulcânicos

Correspondem aos vulcanoclastos e piroclastos. Os primeiros englobam os fragmentos vulcânicos for mados pela erosão. Já o termo piroclasto refere-se aos materiais lançados na atmosfera por erupções explosivas. Esses produtos recebem o nome de tefra. O material particulado mais fino é constituído por cinzas e poeira, podendo formar espessos pacotes, em geral nas proximidades do vulcão. Todavia, a ação dos ventos pode transportar as partículas a enormes distâncias. O lapillito (ver Tabela 17.1) é geralmente formado pela colagem de cinzas (lapilli acrescionário). São gotas de lava maiores que a cinza, cuja morfologia indica



Fig. 17.16 Deta he da heterogene dade dos materiais pirociásticos. Foto. R. Trouw

sua formação em estado plástico ou pastoso. Podem ter o tamanho de uma bola de tênis. Em função da intensidade dos ventos e do caráter muito fluido da lava, os lapilli podem ser alongados a ate fiapos, à maneira de fios de cabelo (cabelos de Pelée), em referência a Pelée, deusa dos vulções do Havaí. As bombas representam os fragmentos vulcânicos (em estado plás tico) com aparênc a retorcida, resultantes da consolidação durante a sua trajetória no ar (Fig. 17.5) Existem registros de bombas com dezenas de m ançadas a mais de 10 km do vulcao. Eventualmente, a superfície externa das bombas apresenta-se com ra chaduras, em função da expansão dos gases internos da lava, formando uma textura superficial denomina da "crosta de pao". Já os blocos são constituídos por fragmentos angulosos de lava consolidada ou da ro cha encaixante do conduto, lançados à atmosfera.

17.1.3 Depósitos piroclásticos

O termo piroclástico deriva do grego pyros (fogo e lelastas (quebrado) Os materiais piroclásticos são constituídos por materiais soltos ou misturas de cinzas vulcanicas, bombas, blocos e gases, produzidos durante erupções violentas de gases (Fig. 17,16). Tais produtos podem ser classificados em: a) juvenil (fragmentos so lidificados do próprio magma); b) não juvenil (fragmentos originados da parede da cratera, do conduto magmatico ou quebra de rochas pré existentes); c) fragmentos de origem diversa associados a partículas ou gotas de lava

As brechas vulcânicas representam os produtos piroclásticos de granulação mais grossa, sendo constituídas por fragmentos angulosos de material pré existente ou do próprio derrame, cimentados numa matriz também grossetra (Figs. 17.17 e 17.18). Os depósitos de queda piroclástica recebem o nome de tufos vulcânicos. São constituídos por fragmentos menores numa matriz de granulação fina (Fig. 17.8).

Esses depósitos podem atingir grandes espessuras. Por exemplo, nas imediações de Santiago do Chile, os depósitos piroclásticos da última erupção do vulcão Maipo, ocorrida há 400.000 anos, possuem espessuras de até 8 m. Esta constatação retrata o risco potencial de uma área hoje densamente povoada, muito próxima a esse vulcão, além de vários outros neste setor da Cordilheira Andina (Fig. 17.19). Por outro lado, esse material, devido à sua elevada dureza, tem sido utiliza do pela indústria local como abrasivo.



Fig. 17.17 Brechas vulcânicas da séne andestrica, Terciário Infenor, VIIa Tratul, Argentina, Foto C Cingolan

Os depósitos de fluxo piroclástico são misturas de fragmentos, partículas de rocha e gases quentes que, independentemente da granulação, movem-se pelo seu proprio peso, condicionadas à declividade do terreno A emulsão de gases superaquecidos é tal que a resistência ao atrito entre as partículas é reduzida ao mínimo. Com isso, forma se um fluido denso, cuja zona superior torna se menos densa a medida que as partículas caem sobre a superfície do terreno. As temperaturas envolvidas são muito variáveis, de 500°C ate inferiores a 100°C.

Os fluxos piroclasticos caracterizam-se por mator densidade e baixa turbulencia. Confinam-se aos valcis, Ja os platôs ignimbríticos são os produtos que recobrem as áreas ao redor do vulção. O nome ignimbrito representa uma rocha ígnea formada por "soldagem" de cinzas e brecha vulçânica, processo que ocorre em condições menos enérgicas de tem peratura, graças à maior distância em relação ao vulção. Esses materiais depositam se ainda quentes, ternando se fortemente soldados e assemelham-se a um cimento muito resistente. O gigantismo dos depositos ignimbríticos (Fig. 17.20) originados em diversos episodios vulcanicos, alem da enorme mo



Fig. 17.18 Rochas piroclásticas da Formação Baquero, Cretáceo Inferior Provincia de Santa Cruz, Argentina Fato: R. Andreis

bilidade observada em fluxos piroclasticos recentes, apontam para o caráter catastrófico e relativamente frequente desses eventos na história do planeta. Em vários eventos desse upo observou-se que quanto maior o volume de água que se mistura ao magma, maior é a violência da explosão.

Já nuvens ardentes (nuée ardente) representam tor rentes de baixa densidade que se expandem encosta abaixo com velocidades extremamente altas de até 200 km/h, e altíssimas temperaturas, geralmente acima de 700°C, acompanhadas por um som ensurdecedor.



Fig. 17.19 Distribuição dos depósitos piroclásticos (em preto nas proximidades de Santiago do Chile, provenientes da erupção do vulcão Maipo ha 400 000 anos. Simbotos em vermelho representam vulcões da Cadeia Andina iadaptado de Projeto IGCP 120, 1985.



Fig 17.20 Depósito grimbrítico, rodacitico dacitico Terciario Interior Chubut Argentina Folio C. Cingolan

Em 1991, uma nuvem ardente produzida pelo vul cas. Ulzen (Japão) levou à morte dois vulcanólogos famosos por seus ensaios fotográficos e filmes sobre vulcões o casal Krafft. Estes cientis as monitoravam o desenvolvi nento de ama nuvem ardente, a qual repentinamente alterou o seu rumo devido aos ventos, atingindo-os sem chance de fuga. Os restos mortais do casa. Kraff, quando foram recuperados, apresenta vam-se em estado de incineração, em decorrência da volatilização instantânea dos fluidos internos do cor po, um fenômeno causado pelo superaquecimento do ambiente. Este exemplo brutal indica que a única al ternariva para minimizar os riscos de ama erupção pir clastica e a retirida preventiva da população das proximidades do vulção.

17.1.4 Gases e vapores vulcânicos

Durante uma erupção ou a partir de sistemas nidrotermais associados a camaras maematicas subsuperticiais, os gases e vapores dissolvidos no magina são liberados para a aimosfera. O mais abundante é o vapor de água (75 a 95%). O transporte desses gases na atmosfera se dá em aerossors – uma solução coloidal em que a tase dispersora e gasosa e a fase dispersa é souda ou liquida — pela adsorção dos compostos em camadas, ou ainda na forma de particulas microscópicas de sal. Os compostos gasosos de

S, Cl, e F, por sua vez, reagem com a água, originando ácidos nocivos para os olhos, pele e sistema respiratório. Mesmo quando em baixas concentrações, podem destruar a vegeração e corroer metals.

a) Fumarolas e fontes térmicas

Estas exalações de gases e vapores se dão atraves de pequenos condutos e podem continuar por décadas ou mesmo séculos apos a erupção vulcânica. Podem ser tanto primárias (gases do proprio magina que pela primeira vez sao liberados em superfície) ou secundárias, quando ocorre a interferencia com agua subternanea.

Nas fumarolas, os elementos mais comuns que en tram na composição dos gases são hidrogênio, cloro, enxofre, nitrogénio, carbono e oxigênio. Estes elementos podem ocorreir na sua forma elementar ou combinados como H.O. H.S. HCl. CO. CO., (NH.)*, SO., SO., CH., ex

A composição dos gases vulcânicos pode variar em funçan das temperaturas envolvidas (800°C a 150°C) e do conteúdo em minerais dissolvidos. Eventualmente, elementos como fillor, enxofre, zinco, cobre, chumbo, ursênio, estanho, molibdênio, urânio, tungstênio, prata, mercúrio e ouro se associam aos gases, podendo se concentrar principalmente em veios na rocha encatxante,



Fig. 17.21 Furnarola com depósitos de enxofre formados pelo restramento dos gases yuicânicos e sua mistura com o ar Vulcão Kirauea, Havaí. Foto: R. L. Christiansen/US Geological Survey

por conta do resfriamento do vapor d'água e sua interação com o ar. Desse modo, vários depósitos de interesse econômico podem ocorrer em fumarolas (Figs. 17.21e 17.22).

Dentre esses elementos o mercúrio possui um comportamento particular, por ser volátil. Sua perda à atmosfera pode ser facilmente comprovada nas proximidades de vuicões attvos no Chile, por exemplo, onde a alta concentração do mercúrio no ar ultrapassa mclusive o limite internacional estabelecido de naco para a saude

b) Gêtseres e fontes térmicas

Géiseres são jatos de água quente e vapor em rupturas de terrenos vulcânicos. Estes jatos ocorrem em intervalos de tempo regulares e com grande força, frequentemente acompanhados por um som ruidoso. Regiões vulcânicas na Islândia, Nova Zelândia, Chile



Fig. 17.22 Fumarola em ago termal ácido. Cratera ativa do Vuição Poás Costa Rica. Fotor L. L. Casais e Silva



Fig. 17.23 Campo de géiseres E Fatra, Chila, Fato: C. M. Noce

e Estados Unidos são mundamente conhecidas pelos seus campos de gêiseres (Fig. 17.23). Lima das feições características dos géiseres são os terraços, for mados por sedimento de ongem química. Este materia, encrustra-se nas rochas ou no solo, como resultado da precipitação de minerais dissolvidos à medida que ocorre a evaporação ou resfriamento. Os terraços podem ter natureza silicificada (unier) ou cálcica (travertine) (Fig. 17.24).



Fig. 17.24 Terraços de sinter Campo de gêlseres El Tatio, Chile Fato C. C. G. Tassinar



Fig. 17.25 Nascenie térmica; Parque Yellowstone, E.U.A. As diferentes cores refletem os tipos de aigas associadas à variação das temperaturas. Foto: I. Wohnfried

Nos campos de geiscres, padroes unicos de vida am mal e vegetal desenvo vem se ac redor das fontes e aguas termicas, mesmo nos invernos mais rigorosos. Lagos de agua quente, surgentes das profundezas vulcanicas, apresentam colonições cariosas, onde as variações de tons azul, verde e avermelhado marrom refletem o crescimento vigoroso de diferentes tipos de micróbios, la como de la circo de totas (hig. 17-25). Alem dos geiseres podem ocorrer panelos de lama quente borbulhante (hig. 17-26). O Par

que Nacional Yellowstonic (oeste dos Ed A) possin a maior concentração mundial de l'oções ludrotermais e cerca, de diais dezenas de góiseres. Tensias do mundo inteiro visitam este parque, vivenciando i experiencia fintastica, o gigaritismo e a variedade desses fenômenos terminais de uma estrutura vulcantea originada ha cerca de 630.000 anos. O exemplo mais espenicular é o geisci de 11 mm (con la light de la light) uma coluna de agua superaquerida e va por (>94°C) a 50 metros de altura.

17.1 Gêiseres, fumarolas e fontes térmicas

As a well-of of this section, effective or a content of the machine of the composition of the section of the machine of the ma

Quando o processo de formação das fontes tér micas envolve temperaturas maiores, ocorrem as emanações de gases e vapor as fumarolas. Quando a agua superaquecida contendo gases acidos vulcanicos dissolvidos entra em contato com as rochas encalxantes, ocorre a remoção do material fino que se acumula em "panelas" superficiais de lama quente (Figs. 17,26 e 17 27).



Fig. 17.26 Par ela de Lama la mulhan el Gelser Politic Parque Nacional Rotorva, Nova Zelândia Foto: P.A. Souders/ Carbis/Stock Photos.

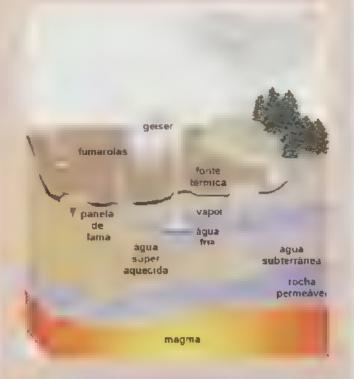


Fig. 7.27 Mecuris di telli nello interio de la seres fumarolas e fontes térmicas.

c) Plumas hidrotermais submarinas

Trata se de fentes termicas surgentes na crosta basaltura pelas quais fluidos minerais são expelidos. A ache communido processo hidroterma edifica "ena mines". As minores pedem at ngir mais de 10 metros ex a tora e 40 cm de man atro, undo denom nadas emal ambler. 1 — 28) por expelirem fluidos de cor negra com ilta temperatura. As chamines menores recebem o nome de minte implant, sendo caracterizadas por fluidos de cor esbranquiçada e menor temperatura.

Depositos de sufici is metalicos submarinos lassociados as fontes termais em sistemas vulcanicos de 6 meso oceanicos, ocorrem no arquipélago de Galapagos e no Mar Ver nelho. Perfutações revelaram cores elevados em 1e, Cu e Zri na lama recuperada, sugerindo sua associação as attividades de plumas indirotermas. Em 1977, e entistas operando um submergivel explorador do assiniho do n# no Pacifico.



Fig. 17 28 Black Smokers no associato do oceano Pacifico Leste (2.500 metros de profundidade) pe as quais águas termicas contendo particulas de sulteta metárico são experidas. Estas se decantam rapidamente pela contraste brusco com a temperatir no boixa da agua da mar (co. 2.C.), permitindo assim o cresci iento da chamine incrustada na rocha basáltica do associa. Ao redar dos condutas hidrotermais e na ausência de consocia da ferios e vermes tubulares pecunares são abundan es, contigurando uma das maiores descabertas da biaragia do secilio XX. A sobrevivência de organismos nesse aásis exático oco relaraçãos a reações metabolicas envalvendo principa men rel H.S. dissolvida nos truidos hidrotermais, floto NOAA Centralutidar OAR (National Undersea Research Program juando NURP de imagens publicas).

Equatorial Leste puderam confirmar essa hipotese. Alc, a 2500 metros de profundidade, foram identificadas, pela primeira vez, chaminés espelindo continuamente particulas negras de sulfetos de Fe, Zn e Cu (Figs. 17.39), 17.30).

A decantação dos as particulas finas, dosolvidas na agua surgente a altas temperaturas, se da pelo choque termico com a agua fria das profundezas oceánicas. Mintas dessas concentrações polimetalicas contemmetais preciosos e semi preciosos, porém os custos de recuperação são amda demasiadamente altos para viabilizar o aproventamento comercial.

Os estranhos oásis de vida, em melo aos sudetos metabros decantagos, ocurrem numa estreita zona de interação com a agua oceánica exigenada, ao longo dos

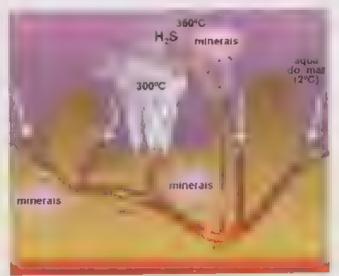


Fig. 17.29 As plumas hidrotermois ocorrem em zonos de separação de praças, ande ocorre formação de cadeias montanhosas e assaalho aceânica (Fig. 17 16 cam a iocalização de plumas. Nessas regiões la crosta oceánica e pouca espes sa (cerca de 4 km) e o materia, basático é continuamente adicionado a ela o partir de cámaras magmáticas situadas no nterior do planeta. O magma sob a ta temperatura aquece a àqua denso a gelada das profundezas acean cas que se infilma continuamente, atraves de fissuras da crosta basaltica. Durante o processo de percolação, o sulfata jum ion abundante na paus do mar) é transformado em su feto de hidrogênio par conta do amb ente anoxico, enquanto ocorre o lix viação de muitos substâncias minerais do rocha letem do intercâmbia. de elementos quimicos. Gracos do calor, o fluido tende a oscender por causo do diminuição da densidade sendo entao expel do pelo ruptuta da crosto. A temperaturo dessas plumas pade at nair 400°C black smaker) senda hesses casos, consfituidas par fluidas com baixa pH, contenda m nerais dissolvidas. cátions incomuns a alta concentração em HLS. Outros piumas white smokers) produzem somente nuvens esbronguiçadas de fluidos aquecidos e vapor labide 300°C).

eixos de vilts Nessas zonas, a atividade vulcânica fre quente proporciona calor e gases para sustentar o ecoss stema exotico. Nas margens continentais onde as placas estão em aubducção, a ocorrência de fluidos hidrotermais também guarda associação com halatats que em alguns aspectos lembram o ambiente das plumas hidrotermais de vitts meso-oceânicos

O mais importante dessa descuberta cientifica, po rem, está no fato de o Sol e a fotossíntese nao serem os parametros exclusivos no suprimento da energi. para a vida terrestre. Ao contrano, as bacterias seria mais desenvolvem se vigorosamente na ausencia completa da luz solar, numa dieta de CO, e compistos de H. N. Sie calor vulcânico, sendo o metano o principal supproduto do metano ismo. Investigacios recentes revelaram que essas bacterias são uma forma de vida previamente desconhecida denominada. Archaea



Fig. 17.30 magem computadorizada de dados acusticos pro cessados a partir de ondas geradas par sonat itustra as plumas hidrotermais emergindo no assoa ha aceânica a 2.635 metros de protundidade. A magem dos plumas, recuperada na elevação do Pacífico Leste próximo a 21 de intitude Norte, temuma a turn de 40 metros. Justração Tunnicute. 1992

com genes distintos de outras bacterias (Fubacteria e de formas mais complexas de vida (Fucaryota). Perto de 2/3 de seus genes não se assemelham a nada visto até hoje, enquanto parte dos 1/3 dos genes restantes encontra correspondencia em bacterias e até em humanos atuais. Esta descoberta revolucionou as idélas sobre a origem da vida no planeta, abrindo a possibil, dade deste evento tao importante ter acontecido no fundo do mar, aproveitando o calor e os sais minerais das plumas hidrotermais há bilhões de anos.

17.1.5 Outros fenômenos vulcânicos

Lahars - As erupções explosivas podem deposi tar enorme quantidade de cinzas e outros fragmentos valcanicos sobre os flancos dos vulcões. Os labars são formados quando da ocorrência repentina de grandes. volumes de agua, devido a chavas torrenciais, derrenmento de neve e/ou gelo acumulados no topo do vulção, ou mesmo pela ruptura de barragens naturais. Essas águas se misturam com o material vulcanico inconsolidado, criando fluxos de lama que se movimentam por gravidade. Enquanto nos rios e a aguaque carrega os fragmentos, nos lubars é a abandância de material sólido que gera o movimento. Cerca de 40% em peso dos constituintes dessas misturas são cinzas vulcân cas e fragmentos de rocha (desde particulas de argila até blocos enormes), tornando as densas e viscosas com a consistência da massa de concreto. Como tal, formam espessos depósitos que incluem grandes blocos rochosos arredondados, fragmentos vulcanicos e lama endurecida e também podem incluir pedacos de árvores, se o fluxo tiver atravessado uma floresta. E justamente através da determinação da ida de desses restos de árvores que é possível saber quando ocorreu o tenômeno - um dado importante para se estimar a taxa de frequência de labars relacionados à reativação de um vulcas.

Os tahats deslocam-se com velocidades superiores as dos cursos d'agua, tendo condições de fluir até mes mo sobre a neve ou gelo. Sua força de impacto é tal que destroem a maioria das edificações feitas pelo homem. As velocidades dos labars podem atingir até 44 m/s em declives vuicâmicos mais ingremes e alcançar distâncias de até 300 km do local de origem. Aqueles com proporções de material sólido da ordem de 90% são os mais velozes e mais destrutivos, geralmente oriundos de deslizamentos enormes ocasionados por colapso de flanco de vulcao.

Avalanches — São movimentações superficiais de grandes massas de neve, gelo, solo ou rochas, ou uma mistura destes materiais, que se tornaram eventualmente instáveis por diferentes causas. Esses fluxos de detri tos podem ser gerados por abalos sísmicos que normalmente precedem uma erupção, ou até mesmo chuvas muito intensas, aliados a uma forte inclinação do relevo vulcânico. Levantamentos geológicos ao redor da base de vulcões do Havaí identificaram gigantescos deslizamentos submarinos de materiai fragmentado. Isto revela que a conexão entre grandes avalanches e erupções vulcânicas pode ser mais comum do que imaginamos.

17.2 Morfologia de um Vulcão

I comum pensarmos que a lava chega à superficic sempre através de edificios cônicos perfeitos, a exemplo do monte Fuji no Japão ou o monte Osorno no Chile, o que não é verdade. Muitas vezes, a erupção se da atravês de fissuras profundas na crosta que alcançam a regiao onde o magma está acumulado. Estas

fendas podem ter poucos metros de largura e alguns quilômetros de comprimento, como as que existem na .lha vulcânica da Is.ándia.

As formas topográficas vulcânicas dependem da composição química, do conteudo de gases, da visco sidade e temperatura das lavas. Lavas pouco viscosas constituem edificios vulcânicos com flancos suaves, ou amda derrames extensos e espessos. Já as lavas muito viscosas não fluem com facilidade, o que resulta em edificios com flancos ingremes constituidos, em geral, pelo material fragmentado por explosões. O ambiente superficial é também um dos fatores que controla o modo de acumulação do material vulcânico. O vulcanismo submarino em grande profundidade, por exemplo, não é explosivo porque a alta pressão da água impede a formação e expansão de vapor. Como a agua resfria a lava mais rapidamente que o ar, a pilha de lava é geralmente mais îngreme que o perfil das acumulações de lava acima do nível do mar

A seguir, descreveremos os elementos geometricos principais de um vulcão cônico (Fig. 17.31)

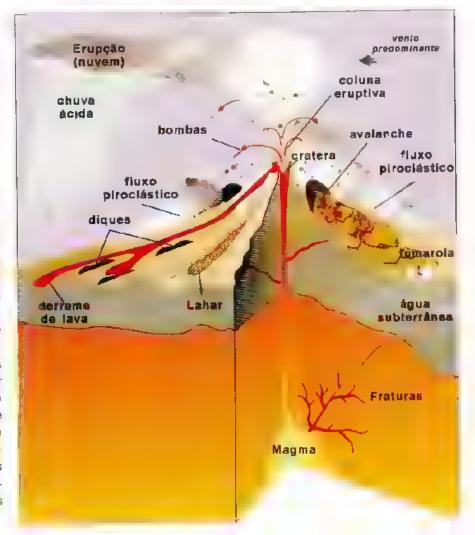


Fig. 17.31 Modelo teórico de um vulção O reservatório magmático pode se stuar na astenosfera ou tosfera O magma à period comente expelido pela chaminé que liga o reservatório com a cratera. A lava ditere do magma pero fato de nao conter alguns dos constituintes gaso sos e/ou elementos químicos originais. A subida do magmo pode também ociarier em cones satélites ou pela fraturamenta do edificio vulcânico em erupções de flanco. Dá-se o nome neck (Fig. 17.32) ao realce topográfico de umo chaminé. A feição decorre da erasão diferencia dos flancas de um vulcap. Estão também representados os diferentes produtos vulcônicos



Fig. 17.32 Releva vu cân có da ilha de Trindade, destacando-se um neck à dire to da foto. Foto: F.R. Aives

- Cratera Este termo é uma tradução literal do grego *krater*, que significa um vaso de boca larga. A cratera representa o local de extravasamento do magma e demas produtos associados (Fig. 17-31). A chaminé, ou conduto magmático, liga a cámara magmatica em profundidade com a cratera. Com o passar do tempo, as paredes da cratera podem desmoronar, causando o seu preenchimento parcial. A cratera do monte Etna (Sicíha), por exemplo, está atualmente a 800 metros de profundidade em relação ao topo e possui 30t metros de diámetro. Eventuais cones satélites podem apare cer nos flancos do vulcão, por um desvio do conduto ou à medida que a chaminê e/ou a cratera são bloqueadas pelo resfinamento da lava ou soterramento
- Caldeira O termo, derivado do latim tardio caldaria, é aplicado às enormes depressões circulares, originadas pelo colapso total ou parcial da cratera e do topo do vulcão, por conta da perda de apoio interno, seja pelo escape de gases, seja pela ejeção de grandes volumes de lava (Fig. 17,33). O diâmetro desta feição pode ser superior a 50 km e a ela geralmente se associa um sistema de fissuras radiais e em forma de anel na rocha encaixante, preenchidas por diques ou que servem de conduto para manifestações explosivas.

Tanto as crateras como as caldeiras de vuicões "dormentes" podem ser preenchidas por água (Fig. 17.34) – uma feição de risco potencial na eventualidade de uma reativação vulcânica. Esse processo inicia se pelo domeamento do assoalho interno da caldeira, ou ressurgência da caldeira. Uma reativação vulcânica pode causar torrentes de lama, emanação de gases, (Qua dro 17.2) ou mesmo a liberação de enorme volume de água que eventualmente se acumulou na caldeira com o passar dos anos.

O famoso Parque de Yellowstone, nos EUA, está localizado numa caldeira vulcánica com cerca de 2.800 km. A ressurgência desta caldeira há 630,000 anos ocorteu devido à presença de um enorme reservatorio magmático debaixo dela, liberando, durante a explosão, mais de 1000 km³ de material. Esta estimativa volumétrica baseou-se nos levantamentos geológicos que identificaram a distribulição dos produtos piroclásticos numa extensa região. O assoalho da caldeira está sofrendo arqueamento e dilatação, processo este iniciado há cerca de 150,000 anos, expondo rochas e estruturas profundas. O fenômeno está sendo estudado e monitorado, como forma de prever uma futura reativação

No Brasil, a região de Poços de Caldas, Minas Gerais, uma estância hidromineral famosa pelas águas sulfurosas medicinais e importantes jazidas de U, The Al, é um outro exemplo de caldeira vulcânica. Sua origem se deu pelo abatimento de um cone vulcânico há cerca de 90 milhões de anos. Associado à estrutura circular, com um diâmetro de 30 km, hoje parcialmente eroxlida, mas ainda visível em imagens de satélite (Fig. 17.35), ocorre um sistema de diques em forma de anel.







Fig. 17.33 Esquema simplificado das etapas de formação de uma ca deira. O colapso do teto do vulção condiciona a criação de um sistema de fraturas, o que leva a uma erupção mediata do magma num catacusma explosivo.



Fig. 17.34 Calde ra do vulcão Fernandina com lago ácido Arquipérago Corán (Garápagos), Equador Notar a pequeno cone satélite preenchendo parte da caldeira, curas paredes são muito (ngremes, e mais ao fundo uma fumarola, Foto R. Trouw

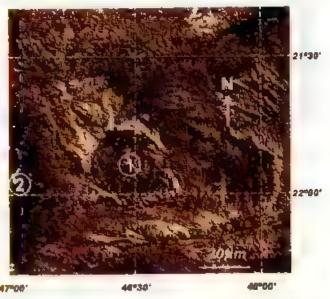


Fig. 17.35 Parte de imagem do satélite Landset, canal 7, da região sudoeste do Estado de Minas Gerais, mostrando a coldetra vulcânica de Poços de Caidas em meio às estruturas das rochas metamórticas Pré-cambriano. Na extremidade peste da imagem, aparecem os sedimentos pa eazóricos da Bacia do Paraná. Adaptado de C. Schobbenhaus e outros (coord.). Texto expircativo do Mapa Georágico do Brasil e do área adjacente incluindo depósitas minerais.

Outro exemplo famoso e a caldeira vulcânica de Crater Lake, no Estado de Oregon (E.U.A.) — Fig. 17.36. Trata se de uma estrutura preenchada por um lago com cerca de 8 km de diâmetro e 580 metros de profundidade. Esta caldeira originou-se há 6 845 anos, com base nas datações ¹⁴C de amostras de árvores carbonizadas, soterradas pelos fluxos piroclásticos. O catachsma formou nuvens de cinzas que foram distribuídas pelo vento, depositando se sobre extensas áreas da orla pacífica dos E.U.A.

A distinção entre crateras e caldeiras é por vezes difícil. As crateras podem se formar tanto por colapso como por explosão do vulcão, ao passo que as caldeiras são produzidas em poucas horas ou dias, pelo violento escape de gases e conseqüente redução do voiame do reservatorio magmático. Além disso, cal deiras geralmente possuem diâmetros superiores a 1km. A morfologia do topo dos vulcões Kilauea e Mauna Loa no Havaí configuram, na verdade, caldeiras Esta interpretação é reforçada pela inexistência de de



Fig. 17.36 Lago de caldeira, cratera Lake, Oregon, EUA. Foto D. E. Wieprecht/US Geological Survey

pósitos piroclásticos ao redor dos edificios vulcá n cos, sugerindo que foi o refluxo do magma a causa do colapso e consequente formação das duas de pressões

17.3 Estilos Eruptivos

Por que parte dos vulcões ocorre em caderas montanhosas, como nos Andes, ao passo que em ou tras regiões o vulcanismo se dá através de fissuras, como foi o caso dos derrames da Bacta do Parana. Neste item, veremos alguns parâmetros que determinam os estilos exuptivos tão diferentes de atividades vulcânicas.

O vulcanismo atual concentra se em rupturas da crosta com atividade sísmica associada. O processo está condictionado ao movimento das placas litosféricas, ou ainda a plumas profundas do manto que ascendem em regiões no interior das placas. Cerca de 60% dos vulcões ativos situam se no chamado "Cinturão do Fogo" – uma zona de borda do oceano Pacífico com terremotos e vulcões jovens. Estes vulcões formam montanhas em áreas continentais e conjuntos de ilhas nos oceanos, como resultado da convergência de pla cas litosféricas (Figs. 17,37, 16,38).

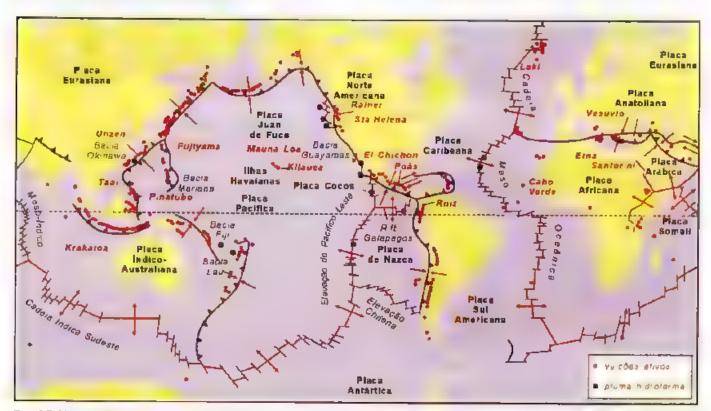


Fig. 17:37 Distribuição glabal do vuicanismo. Notar o condicionamento geográfico em que a maioria dos vuicões ativos em vernie ho lestá situada da longo dos limites convergentes de placas (azu. Apenas 15% da vuicanismo atual localizam se nos limites divergentes (traços em verme ho) e o restante em regiões internas dos placas.



Fig. 17.38 Vuicão Arena (Costa Rica), um dos constituintes do Círculo do Fogo Foto L.L. Cosais e Silva

As atividades vulcánicas podem ser classificadas como fissurais e centrais, em função de sua local za ção em relação às placas l tosféricas e ao tipo de seus produtos. As características desses produtos, por sua vez, vinculam se às propriedades da lava e condições do ambiente da erupção.

17.3.1 Erupções fissurais

Neste tipo de vulcanismo, não há formação de um cone vulcânico. A presença de fissuras profundas na crosta permite a ascensão do magma, em geral de com

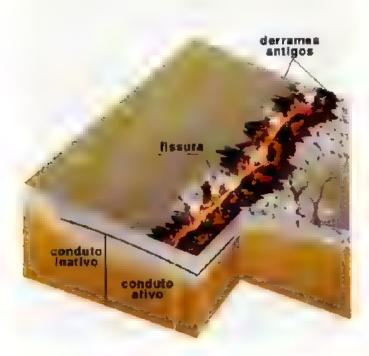


Fig. 17.39 Esq. ema de erupção fissura , como ciónado à as censão de magmas muito fluidos por fissuras profundas na crosta, com a formação de camadas sucessivas de lava

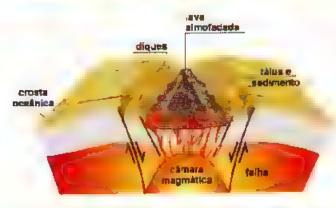


Fig. 17.40 Esquema simp ficado do estruturação topográfica de um riff submarino meso-oceânico e vulcanismo associado.

pio ção básica, originado na astenosfera (Fig. 17.39). Tais erupções também são denominadas de vulcanismo de rifi por guardarem associação com sistemas de falhamentos subverticais (rifi-valleys). Trata se de conjuntos de vales submannos profundos ao longo das cadeias montanhosas meso-oceánicas, que se asseme lham às felções continentais origina mente definidas na Africa Onental (Fig. 17.40). A magnitude dessas condineiras é ilustrada pela sua distribuição por mais de 76.000 km nas profundezas dos oceanos.



Fig 17.41 "Cortina de fogo" e derrames de ava em erup ção fissura no Hava . Foto: J. D. Griggs/US Geological Survey

As erupções fissurais representam, em termos de volume, o principal upo de atividade ígnea terrestre, pois 80% da atividade vulcânica do planeta acham se contentrados no oceano (veja Fig. 17.37). Portanto, o assoalho oceânico originado nos nfi-vallejo submarinos representa a extrusão contínua de magmas basálucos por milhões de anos, a partir de cordilheiras meso-oceânicas.

O vulcarismo fissural pode ser observado atualmente na Islândia – um segmento da Cordifheira Meso-Atlânti



Fig. 17.42 Área do vulcanismo da Formação Serra Gera, Bacia do Paraná, comparada a autros derrames de platô

Fig. 17,43 Rocha vulcânica amigdoo dal Formação Serra Gera da Bacia do Parená. Foto Caleção do instituto de Geodâncias da USP





Fig. 17.44 Brecha vulcânica Tha Trindade Fato: F.R. Aives

ca exposto acima do nível do mar representado por derrames e fontes de lava (denominadas cortina de fogo. Fig. 17.41) comuns também no Havaí.

Nos continentes, o vulcanismo de rift produz os derrames de platô. Alguns desses são enormes, a exemplo dos encontrados na América do Sul (Formação Serra Geral da Bacia do Parana), América do Norte (Columbia River) e India (Deccan), (Fig. 17.42) No topo desses derrames, podem ocorrer vesiculas, pequenas bolhas decorrentes do escape dos gases dissolvidos na lava. Estas cavidades podem vir a ser, eventualmente, preenchidas por zeolitas, ametista ou agata, as amigdalas (Fig. 17.43). Nos casos em que a expansão gasosa tenha sido explosava, podem ocar rer as brechas (Fig. 17-44). Nos derrames continentais, o resfriamento da lava produz a disjunção colunar Trata-se de uma feição peculiar de ruptura geométri ca do material rochoso que se associa à contração muito rapida do magma ao se solidificar (Fig. 17.45).



Fig. 17.45 Disjunção coluntar em derrame basático. Esco cia. Esta feição geometrica em colunas forma-se pela contração nerente ao restriamento da lova basática. Foto Carbis/Stock Photos

17.2 O Vulcanismo da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná

Os derrames e alla básicos da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná representam um dos mais volumosos vulcanismos continentais do planeta, com uma área superior a 1,200,000 km², abrangendo regiões do sul e centro-oeste do Brasil e do Paraguai, Uruguai e Argentina, e também uma contraparte na África, áreas hoje separadas pelo oceano Atlântico. Os der rames foram gerados entre 133 e 129 milhões de anos atrás, sendo constituídos notadamente por lavas basálticas. Em certos locais, os derrames sucessivos de lavas basálticas possuem centenas de metros de espessura, fato verificado na região central da Bacia do Paraná, onde uma perfuração atravessou 1,700 m de basaltos (Presidente Epitácio, SP). Lavas de composição riolítica e dacítica tam-



Fig. 17.47 Vista dos derrames da Formação Serra Geral formando o canhão de Aparados da Serra Foto: M. Ernesto



Fig. 17.48 Cataratas da rio Iguaçu, condicionadas pela erosao de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral Foto: P.R. Renne



Fig. 17.46 Istmo de derrame basáltico com disjunção colunar Litora: de Torres, Brasil, Fotor W. Texerra

bém foram produzidas, preferencialmente nas bordas sul e leste da Bacia. Além das lavas, erupções fissurais formaram centenas de diques basicos há 130,5 milhões de anos, como na região de Ponta Grossa (PR, Brasil), onde um conjunto de diques paralelos abrange uma área de aproximadamente 300 km de largura por 600 km de extensão.

A origem do vulcanismo Serra Geral é ainda deban da, sendo creditado à presença de anomalias térmicas no manto (plumas), seguidas por ruptura da crosta continental, ou ainda à existência de fissuras profun das na crosta. Esse vulcanismo, por sua vez, associou-se à fragmentação do supercontinente Gondwana, que culminou com a formação do assoalho do oceano Atlânuco, processo que conti-

nua até hoje (Fig. 17.36, Cap. 6). As ilhas Fernando de Noronha (12,3 milhões de anos) e Trindade (3,5 – 2,5 milhões de anos) são alguns dos marcos vulcânicos, hoje afastados do eixo da Cadeia Meso Atlântica, que ilustram a expansão do assoalho oceânico.

A beleza da passagem dos derrames da Formação Serra Geral pode ser desfruta da numa visita aos paredões de rocha basáltica com disjunção colunar, que afloram no sul do Brasil, no litoral de Torres (Fig. 17.46), nos canhões do Parque dos Aparados da Serra (Fig. 17.47), ou ain da nas Cataranas do rio Iguaçu, que têm sua origem na erosão diferencial dos basaltos (Fig. 17.48).

17.3.2 Etupções centrais

Este estilo eruptivo com a formação de edificio vulcãnion está condicionado à presença de um magma de composição mais félsica. Como produto das explosões, ocorrem grandes volumes de cinzas, púnice, blocos e bombas, além de derrames (Fig. 17.31). As erupções centrais podem ser classificadas com base em semelhanças com descrições de erupções passadas, conforme abaixo:

a) Plinana: nome derivado da erupção do Vesúvio oconnda em 79 d.C (Quadro 17.3). A explosão violentissima de magma viscoso, muito rico em gases aprisionados em profundidade no vulcão, lança nuvens de gases, cinzas e outros materiais solidos de granulação fina,

b) Stromboliana: denominação ortunda do vulcao Stromboli (Italia), em que a liberação periódica de gases apristimados na câmara maginática leva à ejeção de bombas de lava viscosa e de blocos angulosos. O numo da erupção é altamente variável, podendo ocorrer em intervalos de alguns minutos ou ate de decadas;

e, Peleeanæ origina se de um magma viscoso rico em gases, submetido a pressões muito baixas (derivado do



Fig. 17.49 Diques radiais. Vulcão Etna, Itália. Foto: P. Abon.

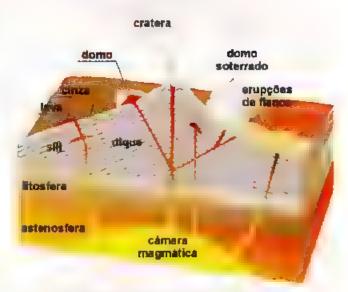


Fig. 17.50 Perfi esquemático de um estrato-vuição

vulção Pelée, Martinica). Estas condições causam a liberação de uma nuvem densa e superaquecida (nuvem ardente) de púmice e cinzas que desce velozmente as encostas do vulção;

d, Havatana: representa um estilo eruptivo relativa mente calmo, em decorrência do magma ser de baixa viscosidade. As atividades tipicas acham-se representadas nos vulções do Havaí, onde rios de ava são expelidos a partir da cratera ou de erupções de flanco, construindo um cone de grande dimensão com flancos pouco incanados.

A caracterização com base em registros historicos tem sido substituida, no entanto, por uma nova classificação que leva em conta o tipo do cone vulcânico e seus produtos, mais condizente com a complexidade dos estilos eruptivos. Desse modo, os cones podem ser classificados em 4 tipos principais:

* Estrato vulções são as erupções centrais mais comuns. As camadas alternadas e sucessivas de lava e fluxos piroclásticos constrõem um cone enorme com perfil íngreme e simetrico, cujos flancos eventualmente alojam diques radiais (Fig. 17.49). Vulções como o Fuj. (Japão), Santa Helena (EUA), Osorno e Lascar (Chile), e Etna e Vesúvio no Mediterrâneo (Itália) são alguns dos exemplos clássicos (Figs. 17.50, 17.51). Os estra to-vulções são perigosos, uma vez que a reativação pode ocorrer após séculos de matividade. Produzem explosões violentas e nuvens incandescentes, fruto da alta viscosidade do magma e sua saturação com gases (Fig. 17.52)



Fig. 17.51 Estrato vuicão Osamo, Chile Foto: W Telxeira



Fig. 17.52 Vuicão Lascar (1993), região de Antofagasto (Chile) Foto C. M. Noce

17.3 Monte Vesúvio

Estudando os depósitos vulcânicos, podemos conhecer melhor as erupções e seus riscos. Todavia, o longo periodo de dormência dos estrato-vulcões dificulta a previsão e o monitoramento de fenômenos associados a uma reativação. Uma ressurgência vulcânica do monte Vesúvio, situado no Mediterrâneo (Fig. 17.53), no ano de 79 d.C., levou à destruição completa de Pompéia e Herculano em alguns minutos apenas! Propiciou, porem, a preservação de uma parte da história da arte romana, para deleite dos arqueólogos que desenterraram estas cidades a partir do século XVII. Esta erupção foi chamada de Vesuviana, ou ainda de Pliniana, em referência ao historiador romano Plínio "o velho", vitimado por ela.

Um terremoto precedeu a grande erupção piroclástica que produzru grandes massas de púrnice. As nuvens superaquecidas, de alta densidade, com cinza maito fina (~0,01 cm de diâmetro), escureceram o dia e, ao mesmo tempo, expandiram-se encosta abaixo a mais de 200 km por hora. Derrames de lava ampliaram a destruição. A

magnitude do cataclisma de 79 d.C. foi tal que formou-se um depósito de canzas com 6 metros de espessura, recobrindo os contrafortes do vulção. Os efeitos letais das nuvens ardentes incluiram asfixia, queimaduras, incineração e fragmentação devida ao impacto. Desde então, o vulção Vesúvio entrou em erupção mais de 50 vezes, a última em 1944, trazendo grande risco a mais de 3 muhões de pessoas que ocuparam, atrayés dos séculos, a base da montanha, onde se situa, inclusive, a penfena de Nápoles, uma das principais cidades da Itália mendional



Figs 17.53 Vista do Monte Vesúvio e seus contrafortes densamente povoados. Foto: F Nolla/Kino fotogravivo

• Vulcões de escudo — o cone e em geral de grande dimensão, com várias dezenas de quilômetros de base e poucos quilômetros de altura. Seus flancos apresen tam declividade muito suave, em decorrência da baisa viscosidade do magma (Figs. 17.54, 17.55). O vulcão é edificado pela sucessão de derrames de lava de composição basáltica com baixo conteúdo de gases. As erupções ocorrem frequentemente pela cratera ou pelo flanco do vulcão. Comumente, o magma não emerge imediatamente, mas se acumula em câmaras magmáticas subjacentes. O extravasamento é relativamente calmo (quiescente), eventualmente formando lagos de lava borbulhante na cratera ou caldeira, devido às condições físicas da lava.

Vulcões de escudo são encontrados no Havaí (Kilauea, Mauna Loa; Fig. 17.37). O monte Mauna Loa, apesar de ter sido construído em alguns milhões de anos apenas, é o mais alto vulcão de nosso planeta, superior ao Everest (8.848 m). Seu topo situa-se 4 km acima do nível do mar, sendo que a maior parte do edificio encontra-se submersa. A sua base, com um diâmetro de 120km, está a 10km de profundidade.



Fig. 17.54 Vulcão de escudo (Wo f), ilha isabella Arquipélago Coión (Ga ápagos). Foto: R. Trouw.

• Domos vulcânicos – são formas resultantes da erup ção de lavas félsicas extremamente viscosas. A lava, em vez de fluir como nos derrames basálticos, acumula-se numa feição dômica com encostas lingremes e topo arre dondado (Figs. 17.56, 17.57). Devido à alta viscosidade, os gases geralmente permanecem apristonados na lava, e, quando a pressão aumenta muito, ocorrem explosões que fragmentam os materiais formados e, ao mesmo tem po, contribuem para o crescimento do domo. No caso da erupção do vulção Santa Helena (EUA), em 1980, ocor reu uma intumescência no flanco da montanha, uma vez que a cratera era muito pequena. Atualmente, está se formando um novo domo no interior do flanco aberto pela explosão. Fenômeno semelhante está também ocor rendo na caldeira do Parque Yellowstone.



Fig. 17.56 Esquema s mpirficado de um damo vuicânico



Fig. 17.55 D agrama esquemático de um vulcão de escudo



Fig. 17.57 Domo riodacítico formado em 20 de maio de 1991 no interior da cratera do Monte Ulzen, Japao Foto K. Oto/Serviça Geológ so do Japão - GS. 9202

• Cone vulcânico piroclástico (ander ane) - são acumulações acamadadas, produzidas pela ejeção de material piroclástico. Geralmente, o edificio tem a forma de um cone pequeno, menor que 300 metros de altura, frequentemente ocorrendo em grupos (cones satelites) nos flancos de grandes vulcões ou nas suas proximidades (Figs 17 58, 17.59). Cones piroclásticos possuem flancos ingremes, em que a inclinação é regida pelo ángulo de repouso dos fragmentos inconsolidados.

Erupções piroclásticas múltiplas eventualmente formam depósitos em círculo ao redor da cratera de explosão. Estes depósitos, denominados tufos anela res ou *Maars*, são constituídos por uma mistura de fragmentos da rocha encaixante e materia, vulcânico. Originam-se da explosão de um magma ascendente, ao

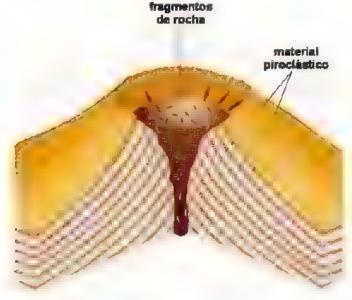


Fig. 17.58 Esquemo de um cone piroctástico

entrar em contato com a água subterrânea subsuperficial. Já as explosões freáticas são causadas quando o magma muito enriquecido em gases tem con tato com a água subterrânea ou oceánica, gerando uma gigantesca explosão de vapor superaquer do. A catastrófica erupção do vulção Krakatoa (Indonésia) em 1883 foi desse tipo.

Diatrema – trata se de um tipo raro de estrutura vertical, formada pelo preenchimento da chaminé e da cratera por brecha vulcânica, processo que se dá com enorme energia explosiva. Os diatremas são originados a partir de magmas muito profundos enriquecidos em gases (profundidades de cerca de 100 km). Estes magmas, ao ascenderem, causam a fusão das rochas encaixantes, combinada com a explosão violenta de gases e lava, carregando inclusive fragmentos rocho sos da crosta inferior e do manto (astenosfera). A rocha formada a partir de um magma explosivo extremamente neo em CO, é denominada kimberlito.



Fig. 17 59 Cane piraciástico em farmação na ilha do Fago Arquipélago de Cabo Verde Fonte Instituto de Investigação C entífica Tropical, Lisboa

Eventua mente, o processo erosivo destrói os flancos do vulcão, expondo os materiais da parte su perior do diatrema. Os diatremas são economicamente importantes, pois podem conter diamantes.

17.3.3 Pontos quentes (hot spots)

Como vimos anteriormente, apenas uma pequena parte (5%) dos vulcões ativos da Terra situa-se no interior de placas litosféricas. As ilhas vulcamcas do Havaí, um desses exemplos, integram uma cadeia montanhosa submarina parcialmente submersa com cerca de 6.000 km de extensão na placa Pacífica. O vulcanismo dessas ilhas mostra um padrao de idade peculiar frente ao exib.do pelos vulcões localizados em margens de placas, as rochas sao progressivamente mais ant gas rumo noroeste ao longo da cadeia (Fig. 17 60). O foco magmático – que também leva à ocorrência de numerosos terremotos – encontra se hoje na extremidade sudeste da cadeia na Grande Ilha do Havaí, onde estão em atividade os vulcões Kilauca e Mauna Loa, além do vulcão submarino Loihi, situado pouco ao sul.



Fig. 17.60 A cadeia vulcân ca do Havaí na piaca Pacífica (Ma = m hoes de anos). O aparecimento das ilhas é resultado da ação de um ponto quente (hot spot) muito profundo e estacionáno no intenor da placa Pacífica que está em movimento a uma taxa de 10cm/ano. O foca atua do vulcanismo está situado na extremidade sudeste da cade a na Grande Ina do Havai.

O mecanismo de criação desse conjunto de ilhas é explicado pela ação de um ponto quente (not spot) ou pluma mantelica. O conceito foi introduzido pelos pesquisadores norte-americanos Jason Morgan e Tuzo Wilson para explicar a associação incomum de cadeias vulcânicas inativas e ativas no interior de continentes. A pluma configura uma coluna de material rochoso superaquecido que ascende lentamente à superfície desde a interface manto inferior – núcleo externo (Fig. 17.61). Essas plumas representam, portanto, mais um mecanismo eficiente de perda do calor interno terrestre, associado ao movimento das placas litosféricas (Cap. 6).

Aparentemente, a pluma mantélica, com sua porção super or em estado de fusão, mantém se estacionána por milhões de anos alimentando um vulcão. À medida que a placa se afasta lentamente da posição da pluma, ela transporta o vulcão, tornandoo mativo e, ao mesmo tempo que continua o movimento, proporciona que um novo cone seja formado pela continuidade de ascensão do material da pluma. A menor densidade do material fundido em relação às rochas encalizantes norteia todo o processo. Experimentos sugerem que a ascensão ocorre, provavelmente, muito mais pela criação de sistemas de fissuras no material rochoso do manto do que atraves de um conduto único, por conta das modificações de pressão e temperatura, que também explicam a incidência de terremotos. Com o decorrer do tempo geológico, um conjunto de vulcões aparece no interior da placa litosférica, aos quais se associam também grande número de vulcões submarinos (seumounts), conforme observa-se na fisiografia do assoalho oceânico.

No caso do vulcanismo do Havaí, os estudos sísmicos sugerem a presença de duas cámaras magmaticas, situadas entre 50 60 km e 3 6 km abaixo da superfície, ambas sendo abastecidas por uma pluma de grande profundidade. Na câmara mais rasa, as rochas encaixantes abaixo de 6 km são mais densas que o magma, cuja ascensão ocotre por diferenças de densidade; acima de 3 km, as rochas encaixantes são menos densas que o magma, impedindo assim a ascensão magmatica. A magnitude da pluma do Havaí é de tal ordem que abastece simultaneamente três vulcões (Mauna Loa, Kilauea e Loih.).

Os pontos quentes são reconhecidos em cerca de 40 sítios com vulcanismo ativo no interior de placas litosféricas (por exemplo, ilhas Galápagos e Havai), muito embora anda não haja um consenso a respeito

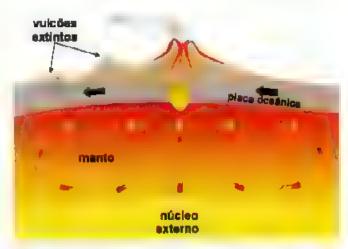


Fig 17.61 Perfil esquemático da pluma manté ica e geração de um vulcão nirapiaca. A geração dos piumas aparentemente está condicionada a correntes de convecção profundas e estacionárias que ascendem a partir da interface manto interior nucleo externo

do necanismo da origem dos mesmos. Plumas mantelicas também pe dem explicar ocorrencias alinhadis ele valcanismo com idades distintas situados em eles continent us saperindo a amação do tenomeno pelo menos desde o Mesozóleo. Nos continentes, a igao das plumas para causar afinamento e enfraquedimente da litostera e permitir não so a exposição das rochas más protundas como também induzir a formação de um *nfl.* Un dos exemplos e o vale do no Niger, na Africa Ocidental.

O modelo das plamas mantelicas e também ama i ternativa interessante para explicar o porque da dha valennica da Islandia ser a maior parte emersa da cadeia Meso Atlantica no oceano Atlántico Norte. A razao disso estaria numa origem maginatica hibrida para a Islandia. Ali, o vulcarismo fissural gerado por convecção ascendente de material astenosferico (que forma a nova crosta no cixo da cadeia Meso Ocean cameria uma contribuição adicional de uma pluma matelica. O processo permitiria construir uma crosta oceanica anormalmente espessa, com o crescimento se dinto hoje acima do nivel do mar. O resultado e, portanto, distinto do que ocorre na crosta continental, ode mithuencia de uma pluma causa o seu afinamento.

17.4 Vulcanismo e seus Efeitos no Meio Ambiente

Apesar de sabermos que as mudanças climaticas. estao associadas à variabilidade natural dos processos atmosfericos, pelo menos dois outros parametros - a revolução industrial e os vii cões - têm adicionado. irmes cuantid ides de material particulado e gases a umosfera - Egg. 17.62. Ha evidencias de que as eropções vulcinios afetam o comportamento do clima em cartos penodos de tempo e possivelmente influenciam as al erações de longa duração, inclusive no aquecane no global. Isto podena causar no futuro, por exemplo, o degelo das calotas polares com consequente sub da do nivel dos oceanos, trazendo ete tos ratastreficos para babitantes de ciondes como Rio de Janeiro, Buenos Aires, Toquo, Los Angeles e Nova lorque, entre fantas outras situadas em Ltorais. Entre tanto, a reconhec da abundancia do CO, nos gases eta caraços não e suficiente para contribuir significanvamente para o efeito estufa. Enquanto os vulcões pri duzem cerca de 110 m lhões de toneladas de CO por ano, as atividades industriais adicionam a atmosfera em torno de 10 bilhoes de tenelação por ano-



Fig. 17.62 Erupção a vulcão Santa Heiena, Estado de Washington (EUA) ocorrida e ni 18 de maio de 1980. A explosão perou um a gantesco coguma a de cinzá e gases, atingindo a titudes da ordem de 14 km. Foto SPL/Stock Photos

O major impacto dos gases velelínicos se da pela liberação de cinzas e 5O₀. Este gas transforma se emacido sulfarico pelos raios solares que interagein como vapor de agua da estratostera para entá i formar camadas de aerossois. Essas camadas são o nstrandas também por pequenas partículas e/ou guiculas, com diâmetro interior a 1 micrômetro (0,001 mm , por sal marinho e poesra suicança de origem diversa (marinha, erupções vulcanicas, incêndios florestais, grandes tem pestades de poetra, furnaça industrial, etc.). As camadas de aerossois resistem em suspensão na estratostera por muito tempo apos as particulas de cinza terem se de pos rado na Terra, ama vez que em altitudes maito elevadas não ho nuvens e chuva para uma lavagem mais rápida e efetiva. Observações meteorológicas comprovam que essas camadas, entre altitudes de 15 c 30 km, interceptam a luz solar, aquecendo a estratos fera e diminundo a temperatura da superfície terrestre e da propria atmesfera-

O estad sta e inventor none americano Ben a min Frankin foi o primeiro a suger r que os vulcões são importantes modificadores do e ima, com base na observa o dos efeitos da erupção Laki Islan

dia), no ano de 1783. Esta erupção, além de gerar o maior derrame vulcânico da nistória recente da Terra, liberou uma gigantesca quantidade de gás que envolveu completamente esta ilha e uma grande parte da Europa Setentrional, durante vários meses Denominada de neblina seca, essa nuvem eta muito rica em flúor, um gás altamente corrosivo, que se condensou na forma de chuva ou em partículas de cinza, vindo finalmente se depositar sobre a grama e campos de cultivo, poluindo rios e lagos pelo excesso de flúor. Em consequência, mais de 230.000 reses morreram, causando falta de alimento para os 10.000 habitantes da Islândia. A neblina teca que atingiu a Europa felizmente não foi tão nociva, mas se manteve visível por mu.tos dias durante o verão e outono daquele ano. Como o inverno de 1783-1784 foi anormalmente severo, especialmente na Europa, Frankan concluiu que a erupção Laki teria sido. a principal causa das baixas temperaturas médias da época.

Vários outros cientistas propuseram a correlação entre as alterações climáticas glubais e grandes erup

ções (Krakatoa - Indonésia, 1883, Tarawera Nova Zelândia, 1886; Bandai-san - Japão, 1888; Bogoslof Alaska, 1890), as quais teriam influenciado o clima, tornando o mais frio nas décadas finais do século XIX. Os relatos históricos sobre Krakatoa - um dos integrantes de um grupo de cones vulcánicos no intenor de uma caldeira situada. entre Java e Sumatra - revelam que a explosão foi equiva ente à liberação instantânea de uma energia cerca de 5 000 vezes maior que a bomba de Hiroshima. A magnitude da explosão foi tal que foi ouvida na Austrália, a mais de 2,000 km de distância, distribuindo cinzas vulcânicas por 700.000 km². Especula se que a erupção do Krakatoa tenha sido provocada pela infiltração da agua do mar nas fissuras do assoalho oceán.co, atingindo uma cámara magmática. A expansão extremamente violenta da água do mar produziu uma erupção freática e isunamis sucessivos com ondas de 40 metros de altera, destrundo cerca de 300 assentamentos costeiros e causando 36.000 mortes. Os efeitos atmosféricos iniciaram se duas semanas após o catacusma e prolongaram se por varios meses. Darante esse período, o al

vorecer e entardecer tiveram cores exóticas e muito vivas (verde, azul, azul-brithante), alem de halos coloridos circundando o Sol e a Lua. Calcula se que cerca de 13% da luz solar tenham sino bloqueados após a explosão, com o consequente abaixamento das temperaturas globais de 0,5°C durante dois ou três anos, em relação à media normal da temperatura na troposfera (Fig. 17-63).

Mais recentemente, nas erupções dos vulcões Pinatubo (Filipinas, 1991) e El Chichón (México, 1982), nuvens com teores anormalmente altos de SO, alcançaram a estratosfera, trazendo também efeitos atmosfericos globais (Fig. 17.64). No caso da erupção do Pinatubo, imagens de satélite mostraram um cogumelo explosivo gigantesco com 400 km de largura e 34 km de altura. O incremento do SO, causado pela erupção oxidou a atmosfera e, em conseqüência, as temperaturas medias mundiais durante 1991-1992 sofreram redução de cerca de 0,4°C. Pelo fato desses dois vuições estarem localizados a baixas latitudes, os aerossóis de ácido sulfunco, cinza e poeira vulcânica

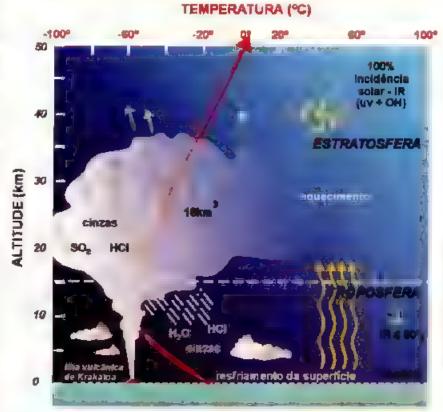


Fig. 17 63 liustração da magnitude do cogumeta explosivo do vuica Krakatoa em 1883, que ascançou a estratosfera. A inexistência de nuvens impediu o retorno mais táp do dos cinzas e poe ra para a superfície da Terro por meio da chuva, obliterando a luz soiar durante vários meses o anos. Com isso a temperatura média global sofreu redução de 0.5°C. A curvo em verme no representa a vanação do temperatura em função da a títude.

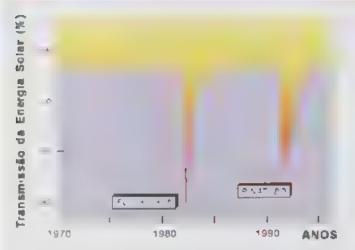


Fig. 17 64 Relação entre a transmissão da energia so or que nassa na almosfera e as erupções dos vuições E. Chichón e. Pinatulo.

toram transportados por ventos estratosfericos, que, no caso do Ef Chiehon, circundaram a Verra em apunas 1 mes. Passados 12 meses desta crupção, a matem estratosferica atingia seu efeito maximo na Europa, e somente em 1985 as medições de transmissão da energia solar retornar, m aos niveis pre crupção.

Registros adicientais da influência do vulcanismo em grandes mudinças elimateas foram obtidos a partir de sondagens do assoalho dos oceanos. Amostras recuperadas revelaram que a quantidade de cinza vulcanica nos sedimentos depositados no assoalho oce, nico aumento u na cerca de 2 milhões de anos o tem se minitido alta desde então. Este periodo temporal coincide exatamente com a glaciação global do Pleistoceno, demonstrando que o incremento da atividade vulcanica possivelmente se associou a queda da temperatura da época. Alguns cientistas, todavia, não consideram esta evidencia como corio usiva, uma vez que coa eta de am istras de sedimentos oceanicos mais antigos nace suficientemente ampla para embasar uma comparação cientifica.

De todo modo, sabemos que a interação da atmostera, oceanos e saperficie dos continentes é extremamente complexa e que o vulcanismo e apenas um dos fatores, entre tantos outros, que influenciam o clima da Terra. Perém, independentemente desta constituação, permanece uma importante pergunta para a nossa reflesão: ate que ponto a trequencia e a magnitude das erapções vulcanicas afetam o nosso climiê. O entendimento do vulcanismo e a quantificação de seus efeitos são, sem davida, um desafío para geologos, meteorologistas e climatologistas, ainda mais por causa das implicações fundamentais para a vida.

17.5 É Possível Prever Riscos Vulcânicos?

Os exemplos citados nos trens antentares evesus o, Laki, Karakatoa, Havar, Pinatubo, Hill birbon. Lascuretto,) são apenas uma minúscula amostra do que o natiteza pode nos oferecer em termos de catactismos vulcánicos. A vulcanologia tem progredido a lal ponto que hoje sabemos que existem entre 500 e 600 vulcoes ativos na Termie quais são os de minor risco. Assim, podemos compreender as emasas principias do terrivel registro histórico legado peta evolução geológica do planeta, representado, apenas nos ultimos 5 manos, pela perda de 200.000 vicios!

Por cutro lado, como podemos avaliar se um vulcac esta estabilizado ou apenas "dormente", ou anida como podemos prever quind i se dara o moncinto exato da emissão de g-ses toxicos ou mesmo de uma erupção: Essas respostas cem importancia não so para a compreensão do clima g-obal, com i ja visto, más também para as populações que vivem nas proximidades de vulções e ate para l'insido aproveitamento racional da enorme energia terriissociada aos valções.

Por exemplo, o exame dos produtos de erupções passadas serve de guia para o estabelecimento de um zoneamento seguro do use do solo em regiões vul canicas, a medida mais efetiva para reduzir fatalidades. Alem disso, instrumentos sensiveis podem detectar sinais da atividade vi leanica precoce, tais com esismos intermirentes associados a movimentação do nagm em profundidade, dilatação e inclinação do terreno vulcanico, e as em ssões gasasas que geralmente precedem as erupções. Todavia, apesar de todo o avanço científico aleançãos, permanecem os riscos latentes de vulcões como o Vesuvio (Quadro 17.3), que aposéculos de matividade entrou em erupção repenima prente.

Sem duy da, os efe tos catastroficos das crapições podem ser minimizados com a combinação da ciencia e política publica. Em alguns casas, e possivel, inclusive, prever onde a crapição tera lugar a partir da localização do fuco de terremotos e de alterações no padrão das ondas sismicas, ou ainda controlar, mesmo que em pequena escala, a crapição, de modo a reduzar os seus danos. Por ocasião da crupição de 1973 nos arredores do parto de Heimaey (Islândia), a população bombicou a agua gelada do oceano para jogá la dia e noticisobre a





Fig. 17 65 Estrato-vulção Santa Heieria: cenário anterior e posterior à erupção de maia de 980. O impacto explosivo com ventos arrasadores ocorreu em segundos na região, suced do por um lahar que destrutu um floresta de 10 milhões de árvares. Foto US Geological Survey.

lava que avançava. Com isso, conseguiu se resfriar a superfície da lava, diminuindo lentamente o seu fluxo, o que evitou que o unico acesso das embar cações ao porto fosse bloqueado.

A explosão do monte Santa Helena – o mais ati vo estrato vulção da cadeia de montanhas jovens exposta desde a Califórnia Setentrional (FUA) até a Colúmb a Británica (Canadá) – ocorreu em 18 de maio de 1980. Seguiram se diversas outras explosoes e derramamento de lava nos seis anos seguintes, até o vulção entrar em repouso. Apesar do Santa Helena estat sendo detalhadamente monitorado, a primeira pessoa a morrer foi um vulcanólogo que trabalhava na estação sismográfica, situada justamente na base do flanco norte da mon tanha que explodir...

À primeira crupção, segundos apos um forte tremor que causou o colapso deste flanco do vulcão, foi considerada a maior dos ultimos 60 anos nos EUA. Lançou cerca de 1 km² de poeira e gases na atmosfera, produzindo um cogumelo com 20 000 m de altura (F gs 17.62, 17.65) – material este suficente para construir 400 grandes pirâmides! O impacto explosivo gerou ventos violentíssimos, que devastaram uma floresta de 10 milhões de árvores (Lig. 17.65). Destruição adicional foi causada por um gigantesco. *Inhar* induzido pelo colapso do flanco do vulção. Resultado impressionante da tra gêlia 57 mortes, uma área de 400 km² totalmente arrasada e coberta por cinza vulçânica, com danos materiais superiores a 1 bi hao de dolares america nos. Contudo, uma efetiva ação da defesa civil e das instituições governamentais possibilitou a reti rada providencial de milhares de pessoas da zona de risco dias antes da erupção.

A violência do cataclismo deveu se à intrusão de magma de carater viscoso com alto teor de gases disso vidos (principalmente H,O e CO.), em torno de 6% (em peso). Trata se de um valor muito alto se com parado com o conteúdo de gases no magma do vulcao Kılauewa (Hayaf), que é de apenas 1%, Como resulta do, ocorreu o confinamento e retardamento do escapedos gases internos do magma no Santa Helena até que as pressões atingiram níveis tão altos que conduziram à desestabilização do vulção e à grande explosão. Tam bém importante é o fato que erupções ainda maiores do vulção Santa Helena ocorreram no passado (Fig. 17.66). Portanto, outras podem ocorrer no futuro. Ainda mais preocupante porém, é a existência de ou tros vulcoes "dormentes" como o monte Ramier, nas proximidades de Seattle (EUA). E evidente o enorme risco da população da região fronteira EUA Canadá, parte dela residindo inclusive sobre depósitos dos tabars preduzidos pelo Ramer a cada 500 1000 anos.

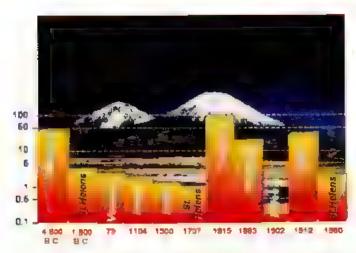


Fig. 17.66 Diagrama comparativo de vános erupções famosas vs. sua magnitude explosiva. Erupções do vulcão Santa Helena estão entre as mais violentas do planeta, ultrpassanda em magnitude até a famosa erupção do monte Vesúvio no ano 79 d C. (Quadro 17.3)

A erupção do Pinatubo, em 15 de junho de 1991, um vulção "dormente" por 500 anos situado a apenas 70 km a noroeste de Manila (Filipinas), foi considerada a segunda maior do século XX (Fig. 17.66). Em consequência, mais de 5 km² de fragmentos de rocha foram depositados nos flancos do vulção e nos vales adjacentes. As nuvens de cinza vulçânica, de tão densas, derrubaram edificações. Em questão de horas, chuvas torrenciais lavaram este acúmulo de material inconsolidado, gerando fluxos de lama (labari); nas quatro estações chuvosas seguintes, mais da metade desse depósito foi transportada pelos lahari, que causaram destruição maior inclusive do que a erupção em si,

Apesar disso, o Pinatubo causou apenas 300 viti mas fatais. Isto se deveu aos alertas divulgados sobre a iminência da erupção, a partir do momento em que sismografos do observatório local acusaram o proces so de ascensão do magma. Tais informes sensibilizaram as autoridades civis e militares que, por sua vez, organizaram a retirada de 250.000 pessoas, bem como de aeronaves e equipamentos da zona mais pengosa, poucos dias antes da grande erupção.

A partir do estudo dos *lahars* produzidos pela exp.osão de 1991, cientistas têm elaborado mapas de risco vulcânico para a região. Estes mapas são periodicamente atualizados com índices de pluviosidade regional e local e dados de monitores acústicos de flu xo postados nos terraços fluviais. Tais monitores detectam vibrações no solo à medida que um *lahar* se movimenta, notificando automaticamente a sua progressão. Técnicos em locais estratégicos também atuam

no monitoramento visual do fenomeno. Um plano de emergência de divulgação de alarmes sobre a ocor rência da maioria dos *lubars* em Pinatubo tem diminuído o risco de vida de centenas de pessoas que vivem na região.

Estes relatos positivos contrastam com os erros cometidos por ocasião da crupção do Nevado del Ruiz em novembro de 1985 - um vulção com 5,389 m de altura nos Andes Colombianos em cujo topo havia uma calora de cerca 17 km² de gelo perene. Os vulcanólogos sabiam que se tratava de um vulção de alto risco e estavam preparados para divulgar os alertas, mas ne nhuma ordem para evacuar a população foi implementada pelo governo. Em decorrência dessa omissão, mais de 22.000 pessoas perderam a vida por causa de um labar que soterrou a localidade de Armero. Apesar da crupção prroclástica ter sido de pequena magnitude, foi suficiente para fundir cerca de 10% da calota de gelo, gerando os labars que rumaram para os vales abruptos adjacentes. Os depositos de lama e fragmentos com 1 metro de espessura, distribuídos numa área de 40 km² no vale de Armero, testemu nham a dimensão da catástrofe. Bastaria que as autoridades tivessem organizado a retirada da população para áreas topograficamente mais elevadas (alguns metros apenas!) para ter sido evitada tama nha tragédia.

Tabela 17.3 Relação dos vuições estudados durante o projeto das Nações Unidas "Década Internacional de Redução de Desastres Naturais" (1990-2000).

Tais (1770-2000).	
Vulcão	País
Colma	México
Etha	16 10
Galeros	Japão
Mauna Loa	EUA
Meropi	Indonésia
Niragongo	Zaire
Rainlet	EUA
Sakurai ma	ισράσ
Santa Maria/Santiaguito	Guatemala
Santorin	Grécia
Toal	Filipinas
Teide	lihas Canórias
Ulowin	Papua-Nava Guine
Unzen	oğqat
Vesúvio	Itá ia

Catástrofes como essa revelam a importância do montoramento dos vulcões mais pengosos (Tabela 17.3) Por exemplo, agos ácidos podem se instalar no topo de vulcões e o monitoramento de variações nas concentrações de elementos como Na, Mg e S auxilia na previsão da ascensão do magma. Por outro lado, satelites permitem identificar explosões vulcânicas, o que é particularmente importante no monitoramento de regiões remotas com tráfego aéreo, uma vez que radares dos aviões nao detectam as nuvens de cinzas. Acidentes ocorrem quando as cinzas vulcânicas superaquecidas e densas são aspiradas pelas nirbinas de aeronaves, causando sua queda.

Nao menos importante é o problema social envolvido com a previsão desses desastres naturais, o que passa necessariamente pelo convencimento das autoridades governamentais. Sem dávida, a maior razão de ter ocorrido um menor numero de vítimas fatais nas explosões do Santa Helena e Pinatubo foi a postura preventiva adotada pelas autoridades. O monitoramento de emissões tóxicas de gás e seus efeitos também faz parte dos programas de redução de riscos vulcânicos, sendo de grande importancia para o ser humano e seu habitat. Por exemplo, a emissão de SO₂ e outros poluentes pelo vulcão Klauca intetagem quimicamente com o O₂, os vapores atmosféricos, a poeira e a luz solar, resultando em neblina e thuva ácida. O primeiro produto vulcânico traz risco para a saude, pois agrava enfermidades respiratórias, ao passo que a chuva ácida pode contaminar o solo, a vegetação e as reservas de agua potável.

Nos EUA, desde 1980, têm sido estudadas as imediações da montanha Mammoth (na Cal.fornia)—um vulção jovem cujas últimas erupções ocorreram há apenas 200 anos - onde terremotos são frequentes. Em 1989, intermitentes tremores de magnitude baixa foram monitorados pelos cientistas, ao mesmo tempo que observaram a morte das árvores nos flancos da montanha. O fenômeno se deu em função da emissão de enormes volumes de CO, originados do magma

17.4 A catástrofe do lago Nyos, República dos Camarões

A emissão letal de gás ocorrida no lago Nyos é um caso relativamente raro na longa lista de catástrofes vulcânicas. Este ago localiza-se numa cratera que integra uma zona com vulcões na África Oc.dental, vários deles ativos nos últimos 10 milhões de anos. No día 21 de agosto de 1986, repentinamente, toneladas de gás CO₂ e SO₂ emanaram da superfície do tago. Mais pesados que o ar, estes gases tóxicos espalharam-se silenciosa e rapidamente vale abaixo, encapsulando três vilas nas proximidades do vulcão. Em menos de 10 minutos, 1.700 habitantes e 3 000 animais morreram sufocados pela falta de oxigênio.

Uma ocorrência semelhante, porém de menor magnitude, aconteceu em 1984 no lago Monoun, distante 120 km do lago Nyos, causando a morte de 37 pessoas, mas pouca importância foi dada então ao fato. Relatos da época mencionaram que este primeiro desastre foi precedido por um ruido semelhante ao de um avião ao aterrissar, acompanhado por um sismo. Possivelmente, este sismo causou uma mudança repentina no substrato do lago, permitindo a emissão gasosa letal, descrita pelos sobreviventes como tendo amargor e acidez. Os corpos encontrados apresentavam queimaduras e estavam espalhados nas áreas mais baixas ao redor do lago, confirmando que a nuvem muito densa propagou-se próximo ao chão. Imagina se que as queimaduras tenham sido causadas pelo ácido sulfúrico, uma vez que o odor característico foi similar ao do lago Nyos. Possivelmente, a emanação de CO₂ foi acompanhada ainda de outros gases, como o ácido sulfídrico (H₂S), denunciado pelo odor característico de ovo cozido descrito pelos sobreviventes.

A teoria mais aceita sobre a catástrofe do Lago Nyos admite uma infiltração de águas da estação muito chuvosa nas proximidades da cratera. Esta água foi aquecida pelo magma ascendente e, ao se vaporizar, liberou gases subterrâneos, diretamente no substrato submerso da cratera. Os cientistas alertam que a recorrência de emissões gasosas na região, bem como a atividade sísmica frequente, podem estar prenunciando uma futura "bomba geológica vulcânica", ainda mais porque centenas de lagos como os de Nyos e Monoun existem na região.

das profundezas do vulção, que ascendeu através de fissuras da rocha. Sua alta concentração no solo ma tou as raízes das árvores. A região tem grande afluxo de turistas, que desfrutam da beleza cênica e praticam esportes de inverno. Por isso, os geólogos continuam a monitorar o vulção, uma vez que o CO₂, por ser mais denso que o ar, pode se acumular em bancos de neve, depressões e áreas com baixa ventilação como cabines, tendas e casas (Fig. 17.67).

17.6 Vulcanismo e seus Beneficios

As milhares de mortes e os danos materiais causa dos pelo vulcanismo contrapõem-se aos seus benefícios, a exemplo dos recursos minerais de origem hidrotermal, como também os bilhões de toneladas de lava e cinza vulcánica que são transfor mados, ao longo do tempo, em solos muito férteis, por conta da presença de numertes como Fe, S, Na e K e ainda outros, como na ilha vulcânica de Java. Outros produtos de erupções podem ser utilizados

comercialmente como aditivos ao cimento, abrasivos, como ingredientes da industria farmacéutica e na produção de sabão e materiais de limpeza.

O aproveitamento de campos geotérmicos ilustra também outra importante contribuição do vulcanismo (Cap. 22), ainda mais por ser uma fonte energénca mesgotável na escala humana de tempo. A existência desses campos se dá nas proximidades de corpos ígneos subsuperficiais, em meio a rochas com alta porosidade e permeabilidade, situação essa que favorece a circulação de grandes quantidades de água subterrânea. O enorme calor associado ao processo magmático aquece a água eventualmente aprisionada nas rochas encaixantes, devido a camadas rochosas impermeáveis sobrepostas. Desse modo, campos geotérmicos subsuperficiais com fluidos superaquecidos (água e vapor, ou somente vapor) são formados, os quais, uma vez perfurados, permitem o escape extremamente veloz dos fluidos. Estes fluidos podem girar turbinas e gerar energia elétrica, a qual é considerada "limpa" em comparação com a termoeléctrica e nuclear

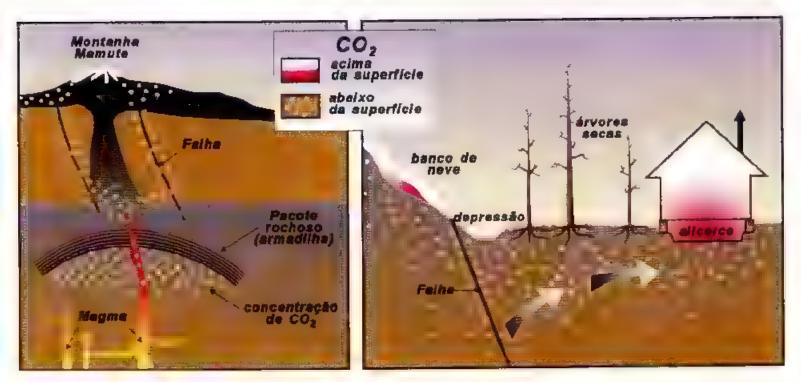


Fig. 17.67 Ilustração da emissão de gás CO₂ na montanha Mammoth (Ca ifárnia). O magma em ascensão causa rupturas na rocha propiciondo a liberação de grandes volumes de gás. Estes, ao alcançarem o solo, matam as raizes das árvores. Existerisco potencia de acumulo do CO₂ em depressões e áreas pouco ventiladas, pela sua moior dens dade em relação do ar

Leituras recomendadas

- DANIELS, G.G. (ed.). Planet Earth Volcano. Chicago: Time-life Books, 1983.
- DECKER, R. & DECKER B. Volcanoes. New York: Freeman and Company, 1998.
- FREETH, S. J. & KAY, R. L. F. The Lake Nyas Gas Disaster. Nature, 1987, vol. 325.
- PICCIRILLO, E. M. & MELFI, A. J. (eds.). The Mesogoic Flood Volcanism of the Paraná Basin. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico, USP/ PADCT, 1988.
- PRESS, F. & SIEVER, R. Understanding Earth. New York: Freeman and Company, 1998
- SIGURDSSON, H.; SIGURDSSON, H.; HAUGHTON, B. (eds.). New York: Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, 1999.
- TUNNICLIFFE, Hydrothermal-Vent Communities of the Deep Sea. American Scientist, 1980, vol. 80.
- VINK, G.; MORGAN, J.; VOGT, P. The Earth's Hot Spots. Scientific American, vol. 252, n. 4, 1985.
- W.H.INER, F. Planeta Terra. São Paulo: Martins Fontes, 1988.

18

ROCHAS METAMÓRFICAS

Excelse Ruberti Gergely A. J. Szabó Rômulo Machado

transformação de uma lagarta em crisálida e desta em borboleta denomina-se "metamor fose". No livro famoso de Kafka, Metamorfose, o personagem principal transforma se, de maneira in quietante, em am inseto. Metamorfose significa transformação, mudança de forma, sem que se perca a essência da matéria em transformação (nos dois ca sos, uma forma de ser vivo em outra forma). Metamorfismo, em Geologia, define o conjunto de processos pelos quais uma determinada rocha é transformada, através de reações que se processam no estado sólido, em outra rocha, com características distintas daquelas que ela apresentava antes da atuação do metamorfismo. Estas modificações implicam mu danças na estrutura, textura, composição mineralogica ou mesmo composição química da rocha, que ocorrem geralmente de maneira combinada. O campo dos processos metamórficos é delimitado, por um lado, pelos processos d.agenéticos, de baixa temperatura, de até aproximadamente 250°C (Cap. 14) e, por ou tro, pelo início da fusão de rochas a altas temperaturas (Cap. 16), conforme illustrado na Fig. 18.1. As rochas, a partir das quais se originam as rochas metamórficas, são chamadas de protolitos, e sua identificação tem grande importância em estudos geológicos,

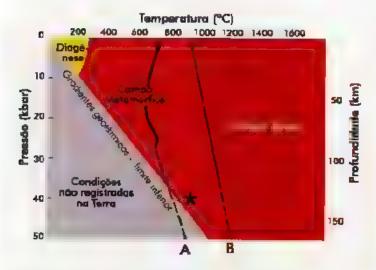
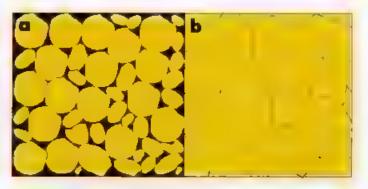


Fig. 18.1 O campo do metamorfismo em diagrama $P \times T$. O esterisco indica as condições de pressão mais e evada registradas em rochos atualmente expostas à superfície da crosta terrestre. A — curva de fusão para granitos sob condições hidratadas ($P_{\rm to} = P_{\rm H_{\rm to}}O$), B — curva de fusão para granitos sob condições anidras ($P_{\rm to} = P_{\rm H_{\rm to}}O$)

Os processos metamórficos ocorrem, em geral, associados aos processos tectônicos (Cap. 6). Os locais mais importantes são as margens continentais convergentes, onde se desenvolvem as grandes caderas de montanhas, como os Andes, as Rochosas ou os Himalaias, ou os arcos de ilha, como o arquipélago do Japão. Rochas metamórficas são constituintes predominantes nestas grandes estruturas lineares, principalmente nas suas partes centrais, na forma de extensas faixas. denom.nadas cinturões metamórficos, muitas vezes intimamente associadas a rochas magmáticas plutônicas. Rochas metamórficas desenvolvem se também nas proximidades das dorsais meso-oceánicas, ao redor de corpos igneos intrusivos, ao longo de grandes zonas de falhas ou ainda nas cra teras de impacto de meteoritos.

Processos tectônicos provocam modificações nas condições físico-químicas às quais os protolitos estavam submetidos. Isto conduz ao reequilíbrio dessas rochas através de reações metamórficas, que modificam a composição mineralógica e promovem reorganização estrutural e textural. Os principais parâmetros físicos envolvidos no metamorfismo são a temperatura e a pressão. Com o aumento da tempe ratura, por exemplo, os argilominerais das rochas sedimentares são substituídos por micas e outros silicatos aluminosos e a textura sedimentar clastica de um arenito poroso é recristalizada para uma textura em mosaico, onde desaparecem os espaços vazios entre os grãos (Fig. 18.2).



1 mm

Fig. 18.2 Arenito com textura sedimentar clástica bem se ecionada, paroso e com grãos de quartzo arredondados (a) e a seu equivalente metamorfica, um quartzito (b., com textura granob ástica em mosaico (pol ganizada) ande os grãos de quartzo preenchem todo o espaço, tocando-se através de con tatos retos que fazem unções de 120º entre si

Rochas metamorficas podem preservar algumas das características originais dos protolitos, como composição química, estruturas primarias ou núcleos remanescentes de minerais envoltos por aureolas de minerais neoformados. Pode se dizer que as características primárias que sobrevivem aos processos metamorficos constituem uma memória passada das rochas metamórficas, essencial para a identificação do protolito. Por outro lado, a assembéia mineral e as texturas geradas pelo metamorfismo correspondem a uma memória recente. Atraves do estudo desta assembléia mineral e texturas, podem se estabelecer as condições físico-químicas que atuaram durante o metamorfismo e reconstituir o processo evolutivo dessas rochas.

18.1 Evolução Histórica dos Estudos Sobre Metamorfismo

Os processos metamórficos ocorrem no âmago da crosta e sua atuação é portanto inacessível à observação direta. É por esta razão que o seu estudo desenvolveu-se tardiamente, de maneira mais completa apenas na segunda metade do século XX Antes disto, o estudo do metamorfismo limitavase a deduções feitas a partir do mapeamento minucioso de algumas regiões onde as rochas metamórficas afloravam de maneira mais evidente.

As primeiras observações se devem a Giovanni Arduino nos Alpes italianos, em 1779, quando encontrou evidências de repetidas movimentações da superfície, levando à deformação das camadas e à transformação de calcario em mármore, num processo que ele denominou "metamorfose". Quase simultaneamente, Hutton reconheceu que alguns micaxistos na Escócia representavam folhelhos modificados no interior da crosta devido ao aumento de pressão e temperatura. Em 1830, Charles Lyell introduziu o termo "metamorfismo". Em 1877, Harry Rosenbusch estudou as rochas formadas na auréola metamórfica ao redor de uma intrusão granitica. George Barrow, em 1893, definiu a distribuição de minerais indicativos do aumento da intensidade do metamorfismo de fo.helhos nas Terras Altas (Highlands) da Escócia.

As idéias modernas sobre o metamorfismo começaram com os estudos de Viktor Goldschmidt, desenvolvidos na primeira década do século XX na Noruega, em auréolas de metamorfismo de contato ao redor de pequenos corpos de sienitos e granitos. Ele verificou que os minerais das rochas metamorficas se associam de acordo com determinadas combinações e nao ao acaso. Além disso, investigou as condições de formação de wollastonita nestas rochas pela reação:

CaCO, (calcita, Cal) + SiO₂ (quartzo, Qtz) = CaSiO₄ (wollastonita, Wo) + CO₂ (fase fluida) (Fig. 18.3), através de cálculos baseados em méto dos termodinâmicos. Na mesma linha de pesquisa, Pentti Eskola estudou os terrenos metamórficos da Finlândia, aplicando princípios de equilibrio químico em associações minerais, que refletem as condições de temperatura e pressão atuantes durante o metamortismo.

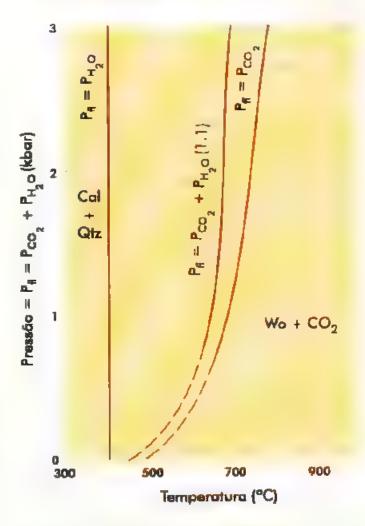


Fig. 18.3 Diagrama das curvas de equilibrio no campo $P \times T$ para formação de wa lastanita em rochas carbonáticas silicosas pela reação $CaCO_3$ (ca crio - Cal) + SiO_2 (quartzo - Catz) = $CaSiO_3$ (wal astanita - Wo) + CO_3 (fase fluida), sobicondições de fose fluida hidrafada ($P - P_{H_2O}$), mista ($P_a - P_{H_2O} + P_{CO_3}$).

O grande avanço no entendimento dos processos metamórficos ocorreu na segunda metade do seculo XX, a partir de experimentos laboratoriais com materiais crustais sob condições de temperatura e pressão elevadas. As características termodinâmicas da cristai zação de minerais e de suas associações em equilibrio tornaram-se conhecidas e tecnicas analíticas sofisticadas desenvolvidas para determinações do quimismo e idade de minerais e rochas permitiram a modelagem da evolução de terrenos metamórficos.

18.2 Fatores Condicionantes do Metamorfismo

Os fatores principais que controlam os processos metamórficos são: natureza do protolito, temperatura, pressão (litostática e dirigida), presença de fluidos e tempo de duração dos processos.

18.2.1 Temperatura (T)

As principais fontes de calor na Terra são o calor tesidual do manto e do núcleo, e o calor gerado por desintegração radioativa (Cap. 5). O mecanismo mais importante de transferência de calor do seu intenor para a superfície é promovido pelo sistema motor da tectônica global (Cap. 6), através do qual grande volume de material mantélico de alta temperatura é trazido à superfície junto às cadeias meso-oceânicas. Na crosta continenta, o calor é transportado por meio de intrusões igneas, por eventos tectônicos como zonas de cisalhamento e grandes fraturas (rifis continentais Cap. 19) e, de forma menos efetiva, por condução termica através das rochas.

Nas áreas tectonicamente ativas as varições de temperatura com a profundidade são bastante complexas. A mudança de temperatura em um ambiente geologico provoca reações químicas entre os minerais presentes na tocha, reequilibrando-os sob as novas condições. As reações metamórficas propriamente ditas iniciamise a temperaturas superiores a 200°C. Em temperaturas muito elevadas o metamorfismo se de senvolve nos limites da transição para o campo de geração das rochas ígneas, quando entao ocorrem processos de fusão parcial, que originam rochas mistas denonunadas migmatitos (Fig. 18.4). Estas rochas apresentam porções metamórficas, recristalizadas em estado solido, e porções igneas, cristalizadas a partir do material fundido.



Fig. 18.4 Migmatito rocha mista com teições metamórficos (estrutura gnáissica, bandamento) interdigitados com feições gneas (bolsões e veios gran ticos). Foto R. N. Ruega

As oscilações térmicas existentes na crosta terrestre devem-se ao fluxo de calor da Terra, que é vanave. nos distintos ambientes tectônicos, sendo maior na crosta conunental quando comparado a crostas oceánicas mais antigas. Os valores de fluxo de calor mais elevados foram med.dos em crostas occánicas ovens (<40 Ma). Como regra, a temperatura aumenta com a profundidade, segundo uma razão denominada gradiente geotérmico (Cap. 5). Em geral, os gradientes geotérmicos na crosta variam entre 15 e 30°C/km, podendo ocorrer gradientes anômalos entre 5°C e 6. °C/km Essas variações dependem das fontes de calor e seus mecanismos de transferência para a superfície. Por exemplo, nas áreas de cadeias de montanhas jovens, o gradiente geotérmico mais ele vado é devido à rápida exumação (spergalmento e erosao) dessas regiões, expondo rochas mais "quentes" à superficie antes que o seu calor possa se dissipar em profundidade.

18.2.2 Pressão (P)

As pressões atuantes na crosta podem ser dos tipos litostática (ou confinante) e dingida. A pressão atostática atua à semelhança da pressão hidrostatica, onde um corpo mergulhado em água recebe o mesmo módulo de pressão em todas as direções, variando de intensidade com a profundidade. A intensidade da pressão litostática e função da coluna de rochas sobrejacente e da densidade destas rochas, sendo definida pela equação:

onde P, é a pressão litostática, d a densidade das rochas, g a aceleração da gravidade e b a profundidade considerada. Em geologia, as unidades de pressão mais utilizadas são bárias (bar) ou kilobarias (kbar) e, mais recentemente, pascais (Pa) ou giga pascais (GPa). Em rochas sem a presença de um fluido intersticial, a pressão litostática e transmitida atraves dos contatos entre os minerais. A presença de fase fluida intersticial implica um componente de pressão que atua no sentido contrário, tendendo a aliviar a pressão litostática e favorecendo o desenvolvimento de fraturas.

Em regiões profundas (35-40 km) da crosta as rochas são submetidas a pressões confinantes da ordem de 10 a 12 kbar, ou seja: cerca de 10 000 a 12.000 vezes a pressão atmosférica na superfície. Em alguns ambientes geológicos as rochas podem ser submetidas a pressões muito elevadas, superiores a 18 ou 20 kbar, e mesmo que sejam postenormente expostas à superfície pela erosao, preservarao as assembléias mineracógicas geradas sob aquelas condições. Estas rochas, porém, são raras à superfície, e constituem importantes registros dos processos tectônicos. Conforme a intensidade da pressão litostatica podem-se definir os regimes báricos de baixa, média e alta pressão.

A pressão brostática, por ter intensidade uniforme em todas as direções, não causa deformação mecânica acentuada durante o metamorfismo. A pressão dirigida, por sua vez, é produzida pela movimentação das placas litosfericas e atua de forma vetorial, produzindo tensões e deformações. Durante o metamorfismo, a deformação mecânica das rochas exerce grande influência na geração de texturas e estruturas orientadas e na migração de fluidos. Em consequência da deformação, os minetais com estrutura em folha, tais como as micas e cloritas, se desenvolvem orientados segundo direção perpendicular à de máxima pressão, originando rochas upicamente foliadas, como os micaxistos (F.g. 18.5). Quando a pressão dirigida prevalece, os processos de deformação se

tornam mais intensos, dando origem às rochas miloniticas e cataclásticas das zonas de cisalhamento, como será visto mais adiante.

18.2.3 Fluidos

As transformações mineralógicas que ocorrem du rante o metamorfismo se desenvolvem no estado sólido. No entanto, sistemas metamórficos contêm uma fase fluida, constituída sobrerudo por H₂O e/ou CO₂, cuja existência pode ser constatada pela presença de minerais hidratados (micas, anfibólios, ciontas) e/ou de carbonatos na maiona das rochas metamórficas. Alem disso, os minerais podem conter diminutas inclusões fluidas (diámetro<10² mm) que representam amostras do fluido presente durante a sua cristalização (Fig. 18.6).

A pressão de fluidos (P_a) é a pressão exercida pelos fluidos intersticiais aos minerais e pode equiparar se à pressão litostática $(P_a \rightarrow P_{fa} \text{ ou } P_{fra})$, ser infetior ou superior à mesma. No último caso, se a pressão de fluidos superar a resistência mecânica da rocha, ocorrerá fraturamento e perda dos fluidos através das fraturas.



Fig 18.5 Muscovita-biotita xisto (micaxisto) com estrutura xistosa e textura lep dobiástica. Petúnia, MG. Foto: G. A. J. Szabó

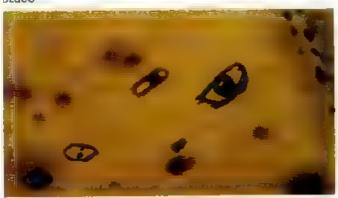


Fig. 18 ó Inclusões fluidas em água-marinha. A inclusõa máior é bifósica, aquasa-carbonosa (H₂O-CO₂), com uma bolha de CO₂ (gasoso) em meio à água líquida, e tem comprimento de aproximadamenta 100 mm. Fotomicrografía. R. M. S. Belia

Este processo é importante para a formação de depósitos minerais onde os minérios se concentram em veios. A pressão de fluidos interfere nos processos termodinàmicos do sistema, como temperatura de equi librio das reações entre os minerais, bem como no estado de valência de elementos químicos (reações de oxí redução) e, consequentemente, na natureza da assembléia mineral resultante. A presença de fluidos acelera as reações metamórficas, facilitando a migração dos elementos. A composição do fluido muda constantemente durante o processo metamórfico, com trocas de elementos en tre o fluido e os minerais recem formados. Em rochas pobres em fluidos (Po << Pino) as reações metamórticas são lentas porque toda migração dos elementos se faz por difusão iônica em meio sólido, através dos retículos enstalinos dos minerais, dificultando o processo de transporte de componentes químicos.

18.2.4 Tempo

O tempo é um fator importante no metamorfismo, mas de difícil aferição na prática. Em muitos casos, reações metamórficas se processam de maneira relativamente lenta em resposta às mudanças das condições físicas, formando-se associações minerais e texturas "mistas", que registram toda a série de mudanças que a rocha sofreu adaptando-se continuamente às novas condições. Contudo, a velocidade com que essas mudanças ocorrem é muito variável e, em outras situações, as condições metamorficas variam de forma suficientemente lenta para que as reações metamórficas se completem, produzindo rochas que registram apenas um determinado instante - aquele que as modificou por último - do regime metamórfico. Em geral, as rochas registram, de maneira mais eficaz, as condições metamórficas mais intensas a que foram submetidas, porém as vezes este registro é obliterado por reequilíbrios sob condições mais brandas, em consequência do resfriamento que ocorre ao final de um episódio metamórfico.

Estudos geocronológicos e modelagens teóricas baseadas em regimes terma, atuantes na crosta mostram, para terrenos metamórficos, eventos de 10 a 50 Ma de duração. A evolução metamórfica de um determinado terreno ao longo do tempo costuma ser retratada por diagramas, ou caminhos P-T t (pressão temperatura - tempo - Fig. 18.7), onde a variação das condições metamórficas é expressa com base na pressão litostática (geralmente, com P_{bi}-P_g) e temperatura (T) ao longo de um caminho que indica a evolução temporal (t) desses parâmetros.

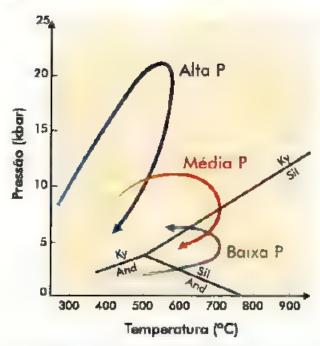


Fig. 18.7 Exemplos de possiveis caminhos P-T-t para metamorfismo regional de alta, méd a e baixa pressão. Notar que os caminhos de alta e méd a pressão exemplificam desenvolvimento no sentido horário, enquanto o cominho de baixa pressão, neste exemplo, segue sentido anti-horário.

18.3 Processos Físico-químicos do Metamorfismo

18.3.1 Metamorfismo isoquímico x metassomatismo

Um dos problemas fundamentais da Petrologia Metamorfica è definir se ama determinada rocha sofreu ou não modificações na sua composição química durante o metamorfismo. Há duas situações extremas: na primeira, a rocha pode se comportar como um sistema fechado, sem ganho nem perda de constituiri tes químicos ou, na segunda, ser submetida a variações composicionais intensas. No primeiro caso, conside ra se que o metamorfismo foi isoquimico; no segundo, o processo é denominado metassomatismo. Para efeitos práticos, pode-se assumir que a maioria dos ambientes metamórficos comporta-se como sistema parciamente aberto, ocorrendo trocas livres de flui dos com o meio, porém com variações desprezíveis para os demais constituintes quim.cos. Esta premissa tem se mostrado satisfatória para a maioria dos casos, porém é preciso estar sempre atento, pois podem ocorrer variações composicionais significativas entre o protolito e a rocha metamórfica resultante.

18.3.2 Paragêneses minerais

A assembléia mineral em equilibrio de uma rocha chama se sua paragênese mineral. Nas rochas metamórficas, a identificação desta "assembléia mine ral em equilibrio" nem sempre é imediata: nas assembléias minerais naturais, o desequilibrio é a regra. No entanto, as relações texturais permitem reconhecer as "tendências de equilibrio" mesmo se estrequilibrio não tiver sido atingido plenamente. Os trabalhos experimentais complementam as observações feitas em assembléias naturais, permitindo assim identificar paragêneses ideais.

Rochas de composições quimicas equivalentes podem apresentar assembléias minerais distintas em função da variação dos fatores atuantes durante o metamorfismo. Como exemplo, uma rocha metamórfica A exibindo uma assembleia mineral com clorita + epídoto + actinolita (anfibólio cálcico ferromagnesiano) + albita tem a mesma composição quimica que outra rocha B, constituída de plagioclásio + granada + hornblenda (anfibólio cálcico ferro magnesiano aluminoso), diferindo entretanto pelo conteúdo em água, mais alto para a rocha A. Os estudos experimentais revelam que a assembléia da rocha B equilibrou se em temperaturas relativamente altas, enquanto a de A em temperaturas mais baixas. Portanto, um mesmo protolito gerou duas paragêneses distintas em função das diferentes condições de metamorf.smo.

18.3.3 As reações metamórficas

A transformação de um protolito no seu equivalente metamórfico acontece através de reações metamórficas, que ocorrem para reduzir a energia livre do sistema (da rocha em transformação) frente às condições físico-químicas modificadas. Varios tipos de reações são possíveis: a) envolvendo apenas fases sólidas, sem geração ou consumo de fase fluida; b) entre mine rais e uma fase fluida, produzindo assembléias hidratadas c/ou carbonatadas; c) assembleias previamente hidratadas gerando assembléias anidras e uma fase fluida rica em H.O., e assim por diante. A reação de formação da wollastonita a partir de quartzo e calcita, previamente apresentada (Fig. 18.3) é um exemplo de reação com devolatilização, no caso, decarbonatação.

Em exemplo de reação metamórfica com desidratação é a reação do argilommeral caolinita com quartzo para formar a m.ca branca pirofilita (Fig. 18.8), que acontece logo no início do metamorfismo de rochas peliticas:

 $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ (Kln-caolinita) + $2 SiO_2$ (Qtz-quartzo) = $Al_2Si_2O_{10}(OH)_2$ (Pri pirofilita) + H_2O (fase fluida).

Com o incremento do grau metamórfico, a pirofilita atinge seu límite máximo de estabilidade, ocorrendo en tão sua "quebra" segundo a reaçao:

Al₂Si₄O₁₀(OH)₂ (Prl pirofilita) Al₃SiO₅ (aluminossil.cato: And-andaluzita ou Ky ciamita) + SiO (Qtz-quartzo) + H₂O (fase fluida).

O aluminossilicato formado nesta reação dependerá das condições de pressão: sob pressões relativamente baixas (< 2,5 kbar), será a andaluzita, e sob pressões mais altas, a cianita (Fig. 18.9) Juntamente com a sillimanita, estável a temperaturas mais elevadas, estes minerais constituem um trio de polimorfos (minerais com mesma composição, mas com estruturas cristalinas distintas — Cap. 2) muito im portante na interpretação das condições remantes em terrenos metamórficos (Fig. 18.8)

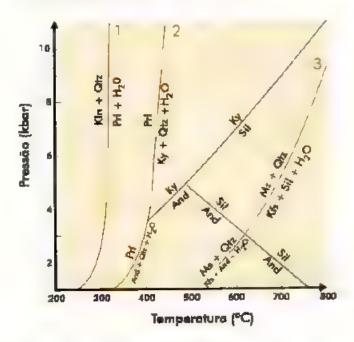


Fig. 18.8 Curvas de equilibria no espaço P x T para as reoções. (1) Al $_2$ Si $_2$ O $_5$ OH) $_4$ (Kin-caolinita) + 2 S O $_2$ (Qiz-quartzo) - Al $_2$ Si $_4$ O $_6$ (OH) $_2$ (Pri-piraliita) + H $_2$ O (fase fluida), (2) Al $_2$ Si $_4$ O $_6$ (OH) $_2$ (Pri-piraliita) - Al $_2$ SiO $_5$ (aluminossilicato: Andandaruzita ou Ky-cionita) + SiO $_7$ (Qiz-quartzo) + H $_2$ O (fase fluida), e (3, KAl $_4$ Si $_3$ O $_1$ 0 OH) $_7$ (Ms-muscovita) + SiO $_7$ (Qiz-quartzo) = KA Si $_5$ O $_6$ (Kfs-feidspata patássico) + Al $_2$ SiO $_5$ a uminossilicato: Ky-cionita ou Si-sillimanuta) + H $_2$ O (fase fiu da), com indicação dos campos de estabilidade e curvas de equilibrio para as polimorfos Al $_2$ SiO $_5$: andaluzita, cionita e sillimanuta



Fig. 18.9 Cian to muscovita-biotria xisto, com porfirobiostos de cianto em matriz iepidoblástica, Lapônia, Finlândia Foto G. A. J. Szabo

A cinética das teações depende de uma série de fatores: a natureza da assembléia mineral original e da sua textura, a presença de uma fase fluida e da sua composição, a temperatura e pressão, e a deformação que a rocha sofre durante o metamorfismo. As reações se processam de maneira mais eficiente em rochas porosas, de granulação fina, constituídas de minerais hidratados, submetidas a temperaturas elevadas e que sofreram deformação na presença de uma fase fluida abundante. Por outro tado, rochas de constituição originalmente anidra, maciças, de granulação grossa e não deformadas são impermeáveis à circulação de fluidos e podem permanecer praticamente imutáveis por longo perfodo de tempo mesmo em condições de temperaturas relativamente elevadas

18.4 Tipos de Metamorfismo

O metamorf smo desenvolve-se em diversos ambientes na crosta, com extensões variáveis: desde restrito a pequenas áreas, de dimensões da ordem de poucos centimetros, até abrangendo grandes falxas, com centenas a milhares de quilômetros de extensão, em profundidades que vão de níveis crustais mais ra sos até os mais profundos. Esta grande diversidade pode, porém, ser sistematizada em alguns poucos cenarios, estabelecidos com base nos seguintes fatores essenciais

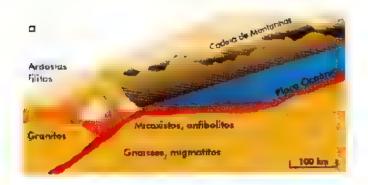
- os principais parâmetros físicos envolvidos,
- b. o mecanismo responsável pela conjunção desses parâmetros;
- c. a localização e extensão na crosta terrestre;
- d. os tipos de rochas metamorficas que se formam.

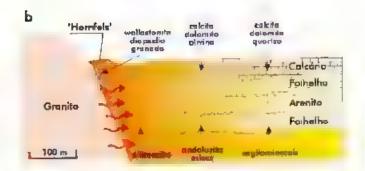
Trad cionalmente, são identificados, com base nesses fatores, três cenarios ou tipos de metamorfismo fundamentais: regional ou dinamotermal, de contato ou termal, e dinâmico ou cataclástico Foram reconhecidos, porém, outros tipos de metamorfismo, que podem em parte confundir-se com os três já men cionados, mas que apresentam combinações de fatores suficientemente particulares para serem considerados à parte. Destes, podem se mencionar os metamorfismos de soterramento, hidrotermal, de fundo oceânico e de impacto. Os diferentes tipos de metamorfismo sao descritos a seguir, de maneira su cinta

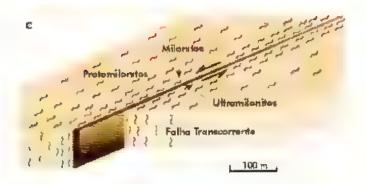
18.4.1 Metamorfismo regional ou dinamotermal

Desenvolve se em extensas regiões e alcança ní veis profundos da crosta, relacionado geralmente a cinturões orogênicos nos limites de placas convergentes (Fig. 18.10a). As transformações metamórficas se processam pela ação combinada da temperatura, pres são litostática e pressão dirigida, que persistem durante centenas de milhares a alguns muhões de anos. O fluxo de calor pode ser muito intenso, com gradientes geotermicos elevados, de até 60°C/km, Os protolitos são fortemente deformados (dobrados e falhados -Cap. 19), ao mesmo tempo que sofrem recristalização, formando novas texturas e assembletas minerais esta veis nas novas condições. As rochas metamórficas resultantes (ardósias, filitos, xistos, gnaisses, anfibolitos, granultos, migmatitos) apresentam geralmente estrutura foliada.

O metamorfismo regional é responsável pela formação da grande maioria das rochas metamórficas na crosta da Terra e frequentemente está associado a expressivos volumes de rochas graniticas. No decorrer deste tipo de metamorfismo desenvolvem se sequências de zonas de minerais e texturas que sao estabilizadas em condições físicas de pressão e temperatura crescentes com a profundidade, definindo o que se chama de metamorfismo regional progressivo. Em geral, temperatura e pressão aumentam de maneira concomitante: zonas mais profundas apresentam assembléias minerais desenvolvidas sob condições de temperatura e pressão elevadas (650 a 750°C e 8 a 10 kbar), ocorrendo o inverso para zonas mais rasas. Há, no entanto, algumas situações de metamorfismo regional em que as relações entre pressão litostática e temperatura são anômalas, como nos terrenos de alta pressão,













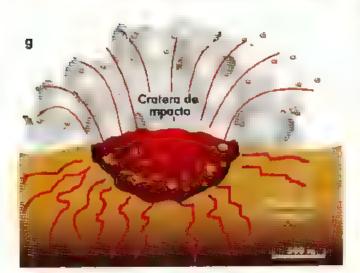


Fig. 18.10 Representação esquemática dos diferentes tipos de metamorfismo, a) Metamorfismo regional ou dinamotermal; bi Metamorfismo de contato ou termal; c) Metamorfismo dinâmico ou catac ást co; d) Metamorfismo de saterramento, e) Metamorfismo hidrotermal, f) Metamorfismo de fundo oceânico; g) Metamorfismo de impacto

onde a pressão litostática é sobremaneira elevada, ateançando valores da ordem de 15 a 20 kbar, às vezes sob condições de temperatura relativamente baixas, ou nos terrenos de baixa pressão, em regioes de acentuado gradiente geotérmico, onde as rochas podem ser submetidas a temperaturas elevadas sob condições de pressão litostat.ca relativamente baixa, da ordem de 2 a 3 kbar.

18.4.2 Metamorfismo de contato ou termal

Desenvolve-se nas rochas encaixantes ao redor de intrasões magmáticas, formando as auréo as de metamorfismo de contato (Fig. 18.10b). As principais transformações metamórficas geradas nessas auréo las devem-se ao calor emanado do magma darante o seu resfriamento. O metamorfismo transcorte sem deformação acentuada. A rocha resultante, denominada genericamente bornfels (ou cornubtanto), apresenta uma textura granular fina, isotropa e estrutura maciça.

A extensão da autéola de metamorfismo depende do volume e da natureza do magma invasor, gradiente térmico em torno da intrusão e natureza da rocha encaixante. Em níveis crustais profundos, como as rochas já se encontram sob temperaturas elevadas, o gradiente térmico resultante ao redor de corpos magmáticos intrusivos será pouco acentuado. Os maiores gradientes térmicos ocorrem ao redor de corpos intrusivos nos níveis intermediários c mais superficiais da crosta, onde o contraste de temperatura entre a rocha encaixante e o corpo magmático é mais acentuado. No contato com pequenos corpos intrusivos rasos, como sills e diques (Cap. 16), a auréola é geralmente centimétrica, en quanto ao redor de um corpo com diâmetro da ordem de alguns quilômetros pode ter centenas de metros. Auréolas metamórficas apresentam geralmente zoneamento mineralógico. Nas proximidades do corpo intrusivo formam-se assembléias mine rais de temperaturas mais elevadas, constituídas preferencialmente por minerais anidros (granada, piroxenio), enquanto nas regiões mais distantes as assembleias são constituídas por minerais geralmente hidratados (m.cas, principalmente), estáveis a temperaturas mais baixas

18.4.3 Metamorfismo cataclástico ou dinâmico

Desenvolve-se em faixas longas e estreitas nas adjacências de falhas ou zonas de cisalhamento, onde pressões dirigidas de grande intensidade causam movimentação e rupturas na crosta (Fig. 18.10c). A energia mecânica envolvida produz intensa cominuição dos minerais na zona de maior movimentação, reduzindo a granulação das rochas em escalas diversas e deformando as com intensidade variável. O metamorfismo dinâmico provoca transformações texturais e estrutu-

rais, como microbandamento ou laminações. Nos níveis superficiais das zonas de cisalnamento, as deformações são mais do tipo rúptil (Cap. 19) e os minerais são fragmentados ou mesmo pulverizados Em zonas de cisalhamento mais profundas, devido às condições de pressão litostática e temperatura eleva das, os minerais passam a comportar se de forma dúctil, sofrendo forte deformação plastica e estiramento. Sob estas condições, a cominuição se da por recristaização dinámica em vez de, simplesmente, por fragmentação mecânica. Em muitos casos, a deformação é acompanhada por percolação de fluidos, provocando recristaização dos minerais e cristalização de minerais novos, hidratados.

18.4.4 Metamorfismo de soterramento

Ocorre em bacias sedimentares em subsidência. Resulta do soterramento de espessas sequências de rochas sedimentares e vulcânicas a profundidades onde a temperatura pode chegar a 300°C ou mais, devido ao fluxo de calor na crosta (Fig. 18.10d). Prevalece a pressão litostática, enquanto a pressão dirigida è ausente ou insuficiente para causar deformações sign. ficativas. Uma sutil fol ação horizontal, paralela aos planos de estratificação, pode se formar pela cristalização incipiente de micas, orientadas devido 20 peso das camadas sobrejacentes. As trans formações metamórficas desenvolvem-se com a cristalização de novos minerais sob influência de fluidos intergranulares dos sedimentos, preservando contudo a textura e a estrutura das rochas originais

18.4.5 Metamorfismo hidrotermal

Resulta da percolação de águas quentes ao longo de fraturas e espaços intergranulares das rochas (Fig. 18.10e). É um processo metassomático que se desenvolve através das trocas iónicas entre a água quente circulante e as paredes das fraturas. Nesse processo, os minerais perdem a estabilidade e recristalizam-se em novas assembléias nuneralógicas sob temperaturas entre 100 a 370°C. O metamorfismo hidrotermal ocorre frequentemente nas bordas de intrusões graníticas, em áreas de vulcanismo basáltico submarino e em campos geotermais, sendo um importante processo gerador de depósitos minerais.

18.4.6 Metamorfismo de fundo oceânico

Ocorre nas vizinhanças dos nifo das caderas mesooceánicas, onde a crosta recém-formada e quente interage com a água fria do mar através de processos metassomaneos e metamórficos termais (Fig. 18.10f). A água aquecida carregando ions dissolvidos percola as rochas básicas e ultrabásicas da litosfera oceánica segundo um movimento convectivo, removendo ou precipitando elementos e provocando sensíveis mudanças químicas. Pode ser considerado um tipo particular de metamorfismo hidrotermal, em escala muito ampla.

18.4.7 Metamorfismo de impacto

De extensão reduzida na crosta terrestre, desenvolve-se em loca s submetidos ao impacto de grandes meteoritos (Fig. 18.10g). A energia do impacto é dissipada na forma de ondas de choque, que fraturam e deslocam as rochas formando a cratera de impacto, e de calor (com temperaturas que alcançam até 5.000°C), que vaporiza o meteorito e funde as rochas. As ondas de choque sao transmitidas através das rochas em frações de segundo, produzindo pressões elevadas (da ordem de aré 1.000 kbar) que reequilibram os minerais quase instantaneamente, transformando o quartzo, nos seus polimorfos de alta pressão, sushovita e coes.ta. O metamorfismo de impacto é possivelmente um processo difundido em muitos corpos planetários marcados por grandes crateras, como a Lua. Na Terra, um exemplo deste processo é o Meteor Crater no Arizona, Estados l rudos, onde o impacto de um meteorito nos arenitos cretaceos gerou uma cratera, ou astroblema, com 1,2 km de diàmetro e 200 m de profundidade. Estruturas semelhantes são conhecidas também no Brasil, como o Domo de Araguamha em Goiás, ou a estrutura de Colónia, na parte sul do município de São Paulo (Cap. 23)

18.5 Sistemática do Estudo Geológico de Terrenos Metamórficos

Rochas metamorficas são produto de uma combinação de fatores. Qualquer rocha sedimentar, ígnea ou metamórfica, representa um potencial protolito para a geração de nova rocha metamórfica. A atuação dos fatores responsáveis pelo metamorfismo sobre a grande vanedade de protolitos em combinações e in tens dades diversas resulta em um universo complexo e de difícil sistematização.

Felizmente, alguns tipos de rochas sao mais frequentes na crosta e o metamorfismo se desenvolve segundo padrões repetitivos. Assim, é possível correlacionar entre si rochas de composição similar de terrenos metamórficos distintos. As vanações sistemáticas na composição mineralógica, textura e estrutura das rochas metamórficas podem ser seguidas de maneira mais ou menos continua em muitos terrenos. Adicionalmente, estudos experimentais per mitem reconstituir as condições sob as quais se desenvolvem as reações metamórficas e analisar as variações das assembléias minerais, alem de fornecer dados termodinâmicos para a modelagem teórica dessas transformações.

Tanto em auréolas de contato, quanto em áreas de metamorfismo regional, as variações nas paragêneses minerais acontecem de modo transicional. Essas variações servem de base para a sistematização do mapeamento destes terrenos: procuram-se definar fai vas, ou zonas, onde o metamorfismo atuou sob as mesmas condições, correlacionando-as entre si, de modo a definir o padrão de variação do metamorfismo.

18.5.1 Grau metamórfico

A intensidade do metamorfismo é referida tradicionalmente como grau metamórfico: alto grau implica condições energicas, de altas temperaturas, enquanto baixo grau define condições brandas, de temperaturas mais baixas. Entre os dois extremos, encontra se o metamorfismo de médio grau. Fala-se ainda em grau incipiente quando as condições metamórficas foram muito brandas, no limitar entre diagênese e metamorfismo.

18.5.2 Minerais-indice, isógradas e zonas metamórficas

Deve-se a Barrow o reconhecimento de que deter minados minerais desenvolvem se de forma sequenciada em rochas pelíticas submetidas a metamorfismo progressivamente mais intenso (Fig. 18.11). Estes minerais, denominados minerais-índice, sao, na ordem de aparecimento clorita, biotita, granada (almandítuca), estaurolita, cianita, sillimanita A linha definida pelos locais do primeiro aparecimen to de cada um deles no terreno denomina se a sua isógrada, que separa faixas de disposição mais ou

menos paralela, as zonas metamórficas, denomina das sempre pelo mineral da isograda antenor. Assim, a zona da clorita inicia-se na isógrada da clorita, e ter mina na isógrada da biotita, onde o minera, índice aparece pela primeira vez. Nesta isógrada inicia se a zona da biotita, que segue até o primeiro aparecimento da granada almandínica, na isógrada da granada. Desta isógrada em diante fala-se na zona da granada, e assim por diante. É importante notar que, ao iniciar-se uma nova zona metamórfica, o mineral-índice da zona anterior nao desaparece necessariamente: a biotita, por exemplo, persiste através da zona da granada, da estaurol ta e da cianita, alcançando até a zona da sillimanita.

18.5.3 Fácies metamórficas

Assembleias minerais características definem as variações do grau metamorfico, essencialmente em função da temperatura e pressão (P., =PHO). Com base nes se princípio. Eskola estabeleceu o fato de que rochas de mesma composição, mas de terrenos distintos, apresentarão paragêneses similares quando submetidas a metamorfismo sob condições idênticas. Rochas com paragêneses desenvolvidas sob mesmas condições são referidas como pertencentes a uma mesma fácies metamórfica. Eskola denominou as fácies segundo as paragêneses observadas em rochas metabásicas, uma vez que são constituintes frequentes dos terrenos metamorficos. As principais fácies metamórficas encontram-se situadas no campo P s T na Fig. 18,12, Algumas das características mais importantes de cada facies sao descritas sucintamente a seguir:

- a) Fácies de Grau Incipiente, ou Sub-Xisto Verde (Fácies da Zeólita e Facies da Prehnita Pumpellyita). São representadas pelas primeiras assembléias desen volvidas no metamorfismo de soterramento de rochas vulcânicas e sedimentares (basaltos, vidros vulcânicos, grauvacas). Em profundidades de poucos quilômetros, desenvolvem se zeólitas (facies zeolita), particularmente a laumontita, juntamente com outros minerais de baixa temperatura: clorita, quartizo, albita, carbonatos. Aumentando o grau metamórfico, laumontita desaparece e formam-se prehnita e pumpellyita (fácies premita pumpellyita).
- b) Facies Xisto Verde é ama fácies de baixo grau de metamorfismo que se desenvolve em caderas de montanha fanerozórcas, áreas de escudos précambrianos e no assoalho oceánico. Os minerais

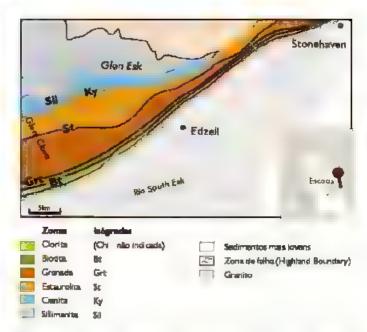


Fig. 18.11 Mapa geo ágico esquemático da região estudado por Barraw nas Terras Altas (Highlands) da Escócia or enlar, com as isógrados minerais e zonas metamáricas

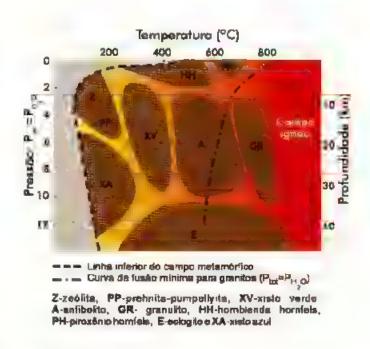


Fig. 18.12 A a stribuição das principais tácies metamórficas no espaço $P \times T$.

característicos são albita, epidoto, clorita, fengita e actinolita (anfibólio). Na transição para as fácies de grau incipiente, a fácies xisto verde é marcada pela presença de epidoto em lugar da pumpellyita, e na transição para a fácies xisto azul (ver abaixo), pela pre-

sença de actinolita (anfibólio cálcico ferro-magnesiano) em lugar de glaucofânio (anfibolio sódico).

- c) Fácies Anfibolito é caracterizada por paragêneses enstalizadas em gradiente geotérmico moderado, sob condições de grau metamórfico intermediário a alto. Em rochas básicas, a paragênese diagnostica é constituida de hornblenda (anfibólio cálcico ferro magnesiano aluminoso) e plagioclásio, este com teor de anortita upicamente superior a 20%, caracterizando os anfibolitos (item 18.7.2). Rochas pelíticas apresentam abundante muscovita, biotita e granada (almandina). Cianita e estaurolita são minerais diagnósticos, estáveis nas condições de metamorfismo intermediárias da fácies. Nos limites superiores da fácies anfibolito, a muscovita, em presença de quantizo, torna se instável, produzindo feldspato potáss co e silimanita.
- d) Facies Granulito ocorre principalmente em areas de escudos pré cambrianos e representa as condições mais altas de pressão e temperatura normalmente encontradas em metamorfismo progressivo de pressão intermediária. Hornblenda e biotita desaparecem paulatinamente e as rochas tornam-se desidratadas. O limite inferior da fácies granulito é marcada pela aparição de ortopiroxênio em rochas metabásicas e metapelíticas e de olivina em mármores magnesianos si icosos. Quartzo e calcita reagem formando wollastonita (Fig. 18.3).
- e) Fácies Hornblenda Hornfels desenvolve-se em condições de pressão baixa, principalmente em auréolas de metamorfismo de contato ao redor de corpos intrusivos como gabros e granitos. Em rochas pelíticas, distingue-se pela cristalização abundante de cordienta e rara de granada e pelo aparecimento de andaluzita em lugar da cianita.
- f) Fácies Piroxêmo Hornfels é representada pelas paragêneses cordienta + ortopiroxêmo + feldspato potássico + plagioclásio + quartzo (em metapelitos) ou ortopiroxêmo + clinopiroxêmio + plagioclásio + quartzo (em rochas metabasicas). Ocorre nas zonas internas, de temperaturas mais elevadas, de aurêolas de contato
- g) Fácies Xisto Azul é marcada por assembléi as contendo minerais de alta densidade (lawsonita e aragonita) e de baixa temperatura (clorita), indicando ambientes de pressão elevada e temperatura baixa. As rochas são constituídas de combinações variadas de lawsonita, aragonita, piroxênio rico em Na e glaucofânio (anfibólio sódico) com minerais

da fácies xisto verde (clorita e albita). É encontrada em regiões de subducção jovens como no Japão e Nova Caledônia.

 h) Factes Eclogito é caracterizada por assembléias minerais desenvolvidas sob condições de pressocs muito elevadas (> 12 kbar) e altas temperaturas, possivelmente em placas oceânicas transportadas para o manto em zonas de subducção.

18.6 Mineralogia, Texturas e Estruturas de Rochas Metamórficas

18.6.1 Mineralogia de rochas metamórficas

A composição mineralógica de uma rocha metamórtica depende da natureza do seu protolito e das condições metamórticas sob as quais foi gerada. Rochas metamórticas podem ser monominerálicas, como muitos quartizitos e mármores. Rochas metapelíticas apresentam grandes quantidades de micas (biotita, muscovita) em sua composição, além de interals ricos em aluminio. Destes, os mais importantes são pirofilita, clorita, cloritá des, granadas, estaurolita, o trio de aluminossilicatos polimórticos constituído pela andaluzita, cianita (Fig. 18 9) e sillimanita, e cordienta. Sob condições de alto grau metamórtico muscovita é consumida na presença de quartizo, for mando-se feldspato potassico em seu lugar, segundo a reação (Fig. 18.8).

KAl,Si₄O₄0(OH)₂ (Ms muscovita) + SiO₅ (Qtz-quartzo) - KAlSi₄O₈ (Kfs-feldspato potáss.co) + Al,SiO₅ (aluminossilicato: Ky-ciamta ou 5il si.limanita) + H₂O (fase fluida)

Em rochas metabasicas, a riqueza em anfibólios caracteriza as paragêneses sob condições de baixo a médio grau metamórfico, sendo substituídos pelos piroxênios no alto grau. Rochas carbonáticas magnesianas, com argilominerais e quartzo na sua constituição, produzem assembléias minerais variadas, com diopsídio, tremouta (respectivamente piroxênio e anfibólio de Ca e Mg), talco, olivina, wollastinita, granada e plagioclásio cálcico, entre outros, em função das proporções entre os constituíntes químicos (fundamentalmente CaO, SiO₂, MgO e Al₂O₃) e do grau metamórfico. Em rochas ultramáficas ricas em MgO, as assembietas minerais mais hidratadas, de baixo grau, são dominadas por minerais do grupo das serpentinas, talco e clorita, enquanto os anfibólios tremolita e

antofilita, os piroxênios diopsídio e enstanta, e olivina dom nam as paragêneses de médio e alto grau metamorfico.

18.6.2 Texturas em rochas metamórficas

As texturas das rochas metamórficas desenvolvem-se por blastese, que implica nucleação e crescimento mineral no estado sólido. Por esta razão, o radical "blasto" é utilizado para designar texturas metamórficas. Texturas granulares isótropas, sem pre donumo de uma ou outra dimensão nos minerais, são denominadas granoblásticas. Esta textura pode desenvolver se na forma de mosaicos, caracterizando a textura granoblástica poligonizada, onde os grãos adquirem dimensões similares entre si, com interfaces retas e junções implices (Figs. 18.2 e 18.13).

Rochas com predomínio de minerais micaceos onentados, como muscovita, biotira ou clorita, apresentam textura lepidoblástica (Figs. 18.5, 18.9 e .8.14). Quando os minerais orientados forem prismáticos, como anfibólios e piroxênios, a textura é refenda como nematoblástica. Algumas espécies minerais podem destacar-se no tamanho por pelo menos uma ordem de grandeza: neste caso, são denomina dos porfiroblastos (Fig. 18.14) e o conjunto de granulação mais fina que os cerca, de matriz. Os vános tipos de textura podem ocorrer combinados: pode-se falar, por exemplo, de um granada anfibolito porfiroblástico com matriz nematoblástica, ou de uma textura lepido-granoblástica, quando há uma quanti



Fig. 18.13 Homblenda (h) em anfibalito, com textura granoblástica poligonizada. Alpinópolis, MG Fato: G. A Szabó

dade menor de minerais micáceos orientados em meio a minerais granulares. Em rochas que sofreram intenso cisalnamento ocorre uma forte cominuição, ou tedução granulométrica, gerando texturas granoblásticas ou lepido granoblásticas muito finas. Alguns minerais são mais resistentes a esse processo, e tendem a preservar dimensões mais avantajadas em



Fig. 18 14 Granada-clorita xisto. Porfirobiastos de granada em matriz iepidobiástica Mariana, MG. Foto, G. A. J. Szabó



Fig. 18.15 Porfiroclastos de feldspato em milonito de granito Foto: G. A. Szabó

meio à matriz de granulação reduzida: são denomina dos porfiroclastos (Fig. 18.15), e apresentam geralmente contornos lenticulares, com a foliação da matriz amoldando se ao seu redor

18.6.3 Estruturas metamórficas

As estruturas de rochas metamórficas fornecem importantes informações sobre o processo metamórfico. Rochas geradas sem a atuação de pressão dirigida apresentam estrutura maciça, ou preservam vestígios das estruturas primárias dos protolitos. Quan

do as paragêneses metamórficas são formadas du rante a atuação de pressão dirigida, as rochas adquirem estruturas orientadas e desenvolvem foliações de diversos tipos. Rochas com foliação definida pela orientação de minerais placoides (micas, clorita, talco) ou prismáticos (anfibolios) apresentam estrutura xistosa (Figs. 18.5, 18.9 e 18.14). Quando a foliação e incipiente, defin.da pela orientação de minerais micaceos finos, a rocha apresenta uma fissilidade de nominada chvagem ardosiana. Por sua vez, gnaisses desenvolvem orientação dos feldspatos e quartzo, seus constituintes fundamentais, definindo a fouação ou estrutura gnáissica (Fig. 18.16). Outra feição comum em gnaisses é o handamento, que resulta da presença de faixas de coloração alternadamente mais clara mais escura, ora mais continuas, nitidas, ora descontinuas e difusas (Fig. 18.17). Em migmatitos, as estruturas gnáissica e bandada adquirem aspecto frequentemente caótico, interdigitadas em escala vari-



Fig. 18.16 Ortogna sse com foliação gnáissica em evidên cia Foto R. N. Ruegg



Fig. 18.17 Biotifa-antibólio gna see bandado Poto: G. A. ... Szabó

ável com material quartzo-feldspático em veios ou bolsões (Fig. 18.4), configurando uma ampla varieda de de estruturas conhecidas como estruturas migmatíticas.

18.7 Nomenclatura de Rochas Metamórficas

Dar nome às rochas metamorticas é uma tarefa difíoil. A grande variabilidade mineralogica, textural e estrutural, fruto da combinação dos diversos fatores en volvidos na sua genese, impossibilita o estabelecimento de um enteno de class ficação expedito para elas. Enquanto algumas vezes as ferções adquiridas durante o processo metamórfico prevalecem, outras vexes persistem as feições herdadas dos protolitos. A mesma rochapode apresentar se com texturas e paragêneses diversas quando submenda a condições metamórficas vanáveis. Dessa maneira, os criterios de nomenclanira adotados podem vanar em vista do contexto dentro do qual se deseja referir uma determinada rocha ou conjunto de rochas, O prefixo "meta" pode ser unlizado, como em metabasalto ou metagranyaca, ou pode-se falar de rochas metapelfucas, metacarbonaucas ou metabas.cas, quando se deseja realçar a natureza dos protolitos. Quan do for importante destacar as condições metamorficas, pode-se designar as rochas coletivamente de "rochas de fácies xisto verde", ou "de baixo grau metamórfico", "de alta pressão", e assim por diante.

O criterio de nomenclatura mais adotado, essencialmente petrográfico, combina estruturas ti composição mineralógica. Assim, surgem os termos fundamentais ardósia, filito, xisto, gnaisse, mármore anfibolito e quartzito, utilizados como nomes-raiz que podem ser complementados com informações adicionais julgadas relevantes, como presença de minerais diagnósticos ou feições específicas.

A composição mineralógica dá importantes informações sobre as condições metamorficas sob as quais se formou uma determinada rocha. Tradicionalmente, listam se os minerais volumetricamente mais representativos (com frequência superior a 5%) em ordem crescente de abundância antes do nome-raiz, separados entre si por hífen, que deve ser evitado apos o último mineral, mais abundante, que precede imediatamente o nome-raiz. Minera sicula presença se deseja destacar, mas que ocorram em quantidade su bordinada, devem ser acrescentados após o nome-raiz precedidos da palavra "com". Desta maneira, um gra

nada-biotita-quartzo-muscovita xisto porfiroblástico com estauro.ita significa que muscovita é o mineral volumetricamente mais importante, seguida, em ordem decrescente, por quartzo, biotita e granada, alem de estaurolita, esta em pequena quantidade, porém importante porque sua presença indica condições de fácies anfibolito. À textura porfiroblástica, considerada relevante, é também acrescentada o nome da rocha.

18.7.1 Ardósias, filitos, xistos e gnaisses

Ardósia é uma rocha metassedimentar de baixo grau metamórfico e granulação muito fina, indistinta, constituída de muscovita, clorita e quartzo. Pode preservar a estratificação sedimentar, e apresenta clivagem ardosiana, reconhecida pelo brilho sedoso das micas, quer paralelamente à superfície de estratificação, quer ao longo de planos de folação oblíquos. Sua resistência mecânica é superior à dos folhelhos dos quais se triginou. Com aumento do grau metamórfico, transforma se gradativamente em filito, constituído também de muscovita, clorita e quartzo, porém com uma granulação mais desenvolvida, e uma foliação metamorfica pervasiva, cujas superfícies apresentam se sedosas a prateadas, frequentemente onduladas.

O aumento progressivo do grau metamórfico leva à transformação dos filitos em micaxistos (Figs. 18.5, 18.9 e 18.14), com muscovita, clorita e/ou biotita em palhetas bem visíveis e iso-orientadas. Além do crescimento mais acentuado dos minerais micaceos, podem desenvolverse andal...zita, cloritó des, granadas (Fig. 18.14), estaurolita, cianita (Fig. 18.9), sulimanita ou cordienta em função do gran metamórfico.

Rochas de origem metassedimentar, com estrutura xistosa de composição pelítica ou psamo-pelítica (argilosa ou areno-argilosa) podem ser denominadas genericamente micaxistos quando sua composição é predominantemente micácea. Rochas de origem ignea básicas ou ultrabásicas também podem ostentar estrutura xistosa, como os "xistos verdes", constituídos de clorita, acimolita, epídoto e albita, ou anfibólio xistos e talco xistos.

O nome-raiz gnaisse é reservado para rochas constituídas predominantemente por feldspatos e quartzo, com no mínimo 20% de feldspato em volume (F.gs. 18.16 e 18.17). A estrutura bandada é comum em gnaisses: algumas classificações chegam a considerá la essencial para a sua definição. De maneira mais abrangente, porém, é a composição quartzo-feldspática e a foliação gnáissica que os caracterizam. Gnaisses originados de rochas granticas são designados ortognaisses: o prefixo orto designa rochas metamórficas de protolito ígneo. Gnaisses podem também ser originados pero metamorfismo progressivo de micaxistos, quando então são ricos em quartzo, e podem conter granada, contienta, cianita ou sillimanita, ou de arcóseos (arenitos feldspáticos) ou grauvacas (rochas sedimentares arenosas ricas em argilominerais). Quando originados do metamorfismo de rochas sedimentares, são denominados paragnaisses: o prefixo para designa rochas metamórficas de protolito sedimentar.

18.7.2 Quartzitos, mármores, talco xistos, serpentinitos e anfibolitos

A composição mineralógica é o enterio essencial para a nomenclatura de algumas rochas, principalmente as monominerálicas. Quartizitos, originados do metamorfismo de arenitos, são constituídos por quartizo (Fig. 18.18) Marmores, originados de calcános, são constituídos por carbonatos (Fig. 18.19) e podem ser bandados ou maciços. Freqüentemente contêm minerais



Fig. 18.18 Quartzito com estrutura maciça Foto: G. A. J. Szabó



Fig 18.19 Mármore calcífico puro, Foto: G. A. J. Szabó

acessónos como tremolita e diopsídio (respectivamente, anfibólio e piroxenio de Ca e Mg., olivina, wolastorita, talco, principalmente quando o protolito tiver sido um calcário do omítico silicoso. Rochas constituídas por talco são designadas esteatitos quando maciças, ou talco xistos, quando foliadas. De mane ra similar, rochas constituídas predominantemente por minerais do grupo da serpentina são chamadas de serpentinitos. Anfibolitos são originados do metamorfismo de rochas ígneas básicas, como basaltos e gabros (ortoanfibolitos) ou, menos frequentemente, de margas, que são rochas sedimentares mistas, carbonáticas e argilosas (para-anfibolitos). Em ambos casos, são rochas maciças a foliadas, com textu

ras granoblásticas a grano-nematoblásticas, constituídas de proporçoes variaveis de plagioclásto e antibólio verde (actinolita ou homblenda), que podem conter ainda granada, quartzo, biotita ou epídoto.

18.7.3 Rochas cataclásticas: brechas de falha, cataclasitos e milonitos

Rochas cataclásticas correspondem a uma cate gena especial de rochas metamórficas formadas pela atuação combinada da fragmentação (cataclase) e recristalização (blastese) dos minerais durante o

Prefundidade Condições Estrutura: Nome Componentes: Matriz % Fragmentos/ (deformação 👄 aproximada partirodustos temperatura) Brechas de fa ha 1-4 km > 30% > 5 mm Não enertada Rúptil $< 250^{\circ}$ 4-10 km Cataclasites $< 0.2 \,\mathrm{mm}$ 50-90 % Dúcht > 250° > 10 km Opentada Mi on tos $> 0.2 \, \text{mm}$

Tabela 18.1 Classificação simplificada de rochas cataclásticas.

metamorfismo dinamico. As rochas cataciasticas podem ser divid das em dois grupos: um com estrutura não orientada e outro com estrutura orientada (Tabela 18.1).

O primeiro grupo engloba as brechas de falha e cataclasitos e o segundo, os milonitos (Figs 18.15 e 19.24 a e b). São comuns transições entre esses dois grupos e variações internas em cada um deles Cataclasitos são rochas coesivas, sem estrutura de fluxo, afaniticas, formadas em condições de deformação rúptil ou rúptil-dúctil. Por outro lado, brechas de falha são rochas sem coesão primária, caracterizadas por fragmentos angulosos de tamanhos variáveis em uma matriz fina com aspecto de farinha. Milonitos são rochas coesivas de granulação fina e estrutura foliada, formadas em condições dúcteis, e caracterizadas pela presença de porfiroclastos que se destacam na matriz fina. Os milonitos fazem parte da série milonítica, onde protomilonito e ultramilonito aparecem como termos extremos. A separação é feita com base na relação entre porfiroclastos e matriz: nos

protomilonitos, a proporção de matriz é inferior a 50 ·, nos milonitos, entre 50 e 9 1%, enquanto nos altramilonitos é superior a 90%.

18.8 Rochas Metamórficas e a Tectônica Global

No cenário da Tectônica Globa, rochas metamórticas podem ser formadas em três grandes ambientes em limites de placas convergentes: a) nas zonas de subducção, b) nas de colisão; c) no fundo oceánico, na região das dorsais meso-oceánicas. Des tes, o metamorfismo de fundo oceánico já foi discutido no item 1846

18.8.1 Metamorfismo em zonas de subducção

A Fig. 18.20 mostra o padrão de distribuição das isotermas em um zona de subducção. Nota se que essas inhas acompanham a geometria da placa oceânica descendente e da cunha mantélica na placa continental

adjacente (Cap. 6). Na região da fossa, elas seguem em profundidade com uma geometria em forma de "ponta de lápis" paralela ao plano de subdueção e retornam para cima com um forte degrau inverso em direção à placa superior. Esta geometria em degraus se deve ao contraste de temperatura entre as rochas "frias" da placa oceánica descendente e a cunha mantelica quente em ascensão, esta última a fonte principal de calor para o metamorfismo dos basaltos e sedimentos em subducção. O patamar exibido pelas curvas acima da fossa (parte superior da placa continental) é devido ao magmatismo produzido pela tusao parcial do manto e da base da crosta continental (Cap. 16). Nesta região, desenvolvem-se terrenos metamorficos de baixa pressão e alto gradiente geotérmico.

A velocidade da subducção é um parâmetro determinante do tipo de metamorfismo, se de alta pressão (e baixa temperatura), onde aparecem os xistos azuís, ou de baixa pressão (e alta temperatura), quan do então aparecem os xistos verdes, associados a anfibolitos e gnaisses. São ainda parâmetros importantes, entre outros, a inclinação do plano de subducção, a idade da crosta oceânica subductada, o regime tectônico remante (se compressivo ou extensional), o grau geotérmico (alto ou baixo), a pressão de fluidos e o tipo é natureza da margem continental envolvida no processo de subducção (Cap. 6)

18.8.2 Metamorfismo em zonas de colisão continental

Durante o processo de colisão continental (Cap. 6), as isotermas são modificadas e elevadas na crosta, passando a ter um disposição que é função do espessamento crustal e da tectônica envolvida na formação da cadeia de montanha. Este espessamento crustal ocorre principalmente na parte superior da crosta continental. Como esta camada da crosta possui densidade menor que a crosta oceânica em subducção, ela tende sempre a "flu tuar". Em regiões de colisão continental envolvendo grandes massas de rochas, como nos Himalaias, onde a plaça da Íncia colide com a plaça da Ásia, ocorre a in versão das isotermas, com rochas de mais alto grau metamórfico sendo colocadas sobre rochas de mais baixo grau. Em alguns casos, a diferença térmica entre os dois

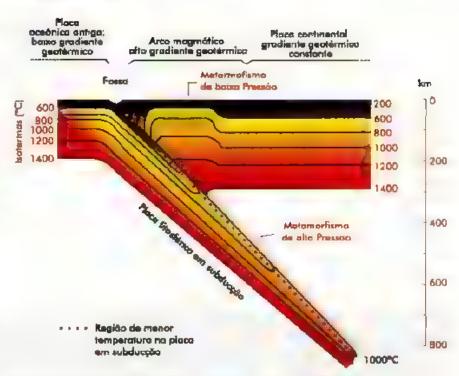


Fig. 18.20 Padrão das isotermas em uma zona de subducção

miveis superpostos – níveis "mais quentes" sobre niveis "mais frios" – é suficiente para produzir um tipo especial de metamorfismo conhecido como metamorfismo inverso. O eferto produzido nesse tipo de metamorfismo é semelhante ao de um "ferro-de-engomar", onde uma superficie mais quente desliza sobre uma superficie mais fria. Assim, em uma seção estratigráfica, podem ocorrer rochas metamórficas de mais alto grau, como gnaisses e migmatitos, sobrepostas a rochas de mais baixo grau, como xistos e fiatos.

Leituras recomendadas

BEST, M.G. Igneous and Metamorphic Petrology. New York. W. H. Freeman, 1982.

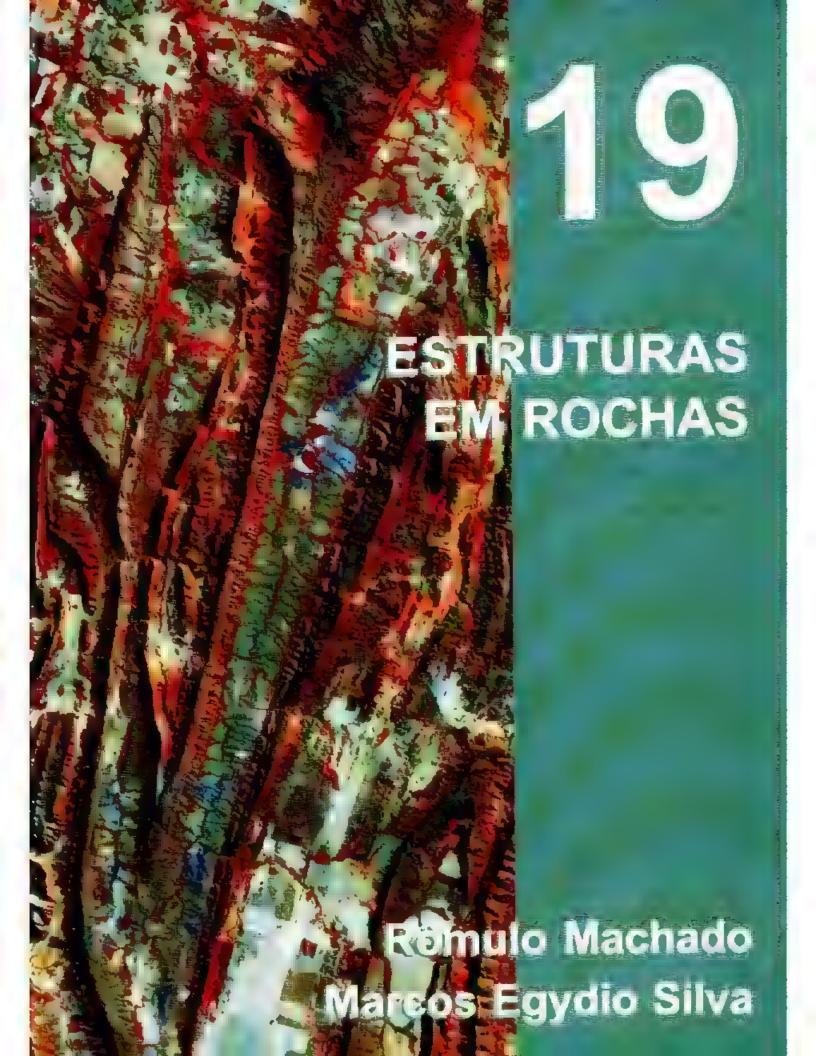
BUCHER, K.; FREY, M. Petrogenesis of Metamorphic Rocks 6th Ed. (Complete Revision of Winkler's Textbook). Berlin: Springer-Verlag, 1994.

PRESS, F.; SIEVER, R. Understanding Earth (2nd Edition). New York; W. H.Freeman, 1998.

SKINNER, B. J.; PORTER, S. C. Physical Geology. New York: John Wiley & Sons. 1987.

WINKLER, H. G. F. Petrogênese das Rochas Metamórficas. (Tradução de Burger Jr.). Porto Alegre (RS): Edgard Blücher/UFRS, 1977.

YARDLEY, B.W. D. Introdução à Petrologia Metamórfica. (Tradução de Fuck, R. A.). Brasilia: Ed. UnB, 1994.



os capítulos precedentes vimos que nosso planeta encontra-se em processo contínuo de transformação, modificando sua forma, estrutura e características fisiográficas. Em sua grande maioria são modificações imperceptíveis pela existência humana, sendo, contudo, significativas quando consideradas em relação ao tempo geológico. Tais modificações podem então resultar no surgimento de oceanos, nos deslocamentos de grandes massas continentais e na formação de grandes cadeias de montanhas, que são acompanhadas da deformação das camadas de rochas, como já estudado anteriomente

A Geologia Estrutural, disciplina das Ciências da Terra, estuda os processos deformacionais da litosfera e as estruturas decorrentes dessas deformações. Investiga, de maneira detalhada, as formas geometricas que se desenvolvem em decorrência do dinamismo de nosso planeta, abrangendo da escala microscópica à macroscópica; portanto, deformações desde a escala dos cristais formadores de rochas até a escala continental, neste último caso voltando-se ao exame do deslocamento de blocos de grandes dimensões

O estudo e reconhecimento das estruturas geológicas possuem importância científica e prática. Do ponto de vista científico, os estudos em geológia estrutural têm mostrado que nosso planeta é dinâmico e que vivemos sobre placas litosféricas de dimensões continentais, que se movem de maneira lenta e contínua (Cap 6) Esta movimentação é, em grande parte, responsavel pela formação das estruturas geológicas. Do ponto de vista prático, muitas destas estruturas são responsáveis pelo armazenamento de hidrocarbonetos (petróleo e gás), água, minénos etc. São importantes também em obras de engenharia civil, onde o levantamento das estruturas geológicas constitui a base para as grandes obras de engenharia, como barragens, pontes, túncis, estradas etc.

A primeira parte deste capítulo é dedicada ao estudo dos principais tipos de deformação e processos pelos quais as estruturas são formadas, isto é, como as rochas respondem aos esforços, baseando-se no comportamento dos materiais rochosos e seus mecanismos deformacionais. A segunda parte contém uma descrição das principais estruturas, formadas pela dinâmica de nosso planeta.

19.1 Princípios Mecânicos da Deformação

Por que as deformações ocorrem? Esta é uma ques tão que tem instigado os cientistas desde o século XVIII. Com base na observação, eles concluíram que as rochas sedimentares eram depositadas originalmen te como camadas horizontais em fundos de lagos, nos e oceanos. Contudo, questionavam como essas camadas eram modificadas de sua posição original, passando a ser inclinadas e deformadas. Qual o tipo de força que poderia deformar uma rocha dura e resistente? Seriam essas deformações relacionadas a um processo maior do planeta? Só recentemente, no final da década de 1960, com o advento da tectônica de placas, é que os avanços no conhecimento geológico permitiram que os cientistas chegassem à conclusão de que essas deformações eram o resultado de movimentos entre as placas litosféricas, à semelhança de outros fenômenos, tais como terremotos e vulcanismo.

Antes de iniciar o estudo descritivo das principais estruturas geológicas conhecidas, serão discutidos os principais upos de processos que conduzem à defor mação dos corpos rochosos.

19.1.1 Processos deformacionais: conceitos básicos

Um corpo rigido rochoso, uma vez submetido a ação de esforços, qualquer que seja a causa, pode sofrer modificações em relação à sua posição, por translação e/ou rotação (Figs. 19.1a e 19.1c), ou em relação a sua forma, por dilatação e/ou distorção (Figs. 19.1a e 19.1d)

No conjunto, considera-se que o corpo sofreu uma deformação, resposta das rochas submetidas a esforços, os quais são gerados por forças.

Os conceitos de força e esforço são considerados básicos em Geologia Estrutural, pois estão diretamente relacionados com a formação das estruturas geológicas. Para compreender os processos mecánicos envolvidos na dinámica de nosso planeta, é necessário antes conhecermos os conceitos de força e esforço.

Força é definida, classicamente, como uma entida de física que altera, ou tende a alterar, o estado de repouso de um corpo ou o seu movimento retilineo uniforme. Esta definição refere-se à primeira lei de Newton. Em relação a sua segunda lei, Newton observou que a aceletação de um ob eto é diretamente proporcional à força resultante que atua sobre o corpo e inversamente proporcional a sua massa — expresso, matematicamente, pela equação:

$$\mathbf{F} = \mathbf{m} \mathbf{a} \tag{19.1}$$

O newton (N), a unidade básica de força no Sistema Internacional (MKS), é a força necessária para imprimir aceleração de 1m/.s² em um corpo de 1kg de massa. No sistema CGS, a unidade básica de força chama-se dina, que é a força necessária para imprimir aceleração de 1 cm/s² a um corpo com massa de 1 grama.

Descrever a magnitude de uma força, seja em newton ou em dina, não é suficiente para definir força. Forças são entidades vetoriais, sendo necessária a especificação de sua direção e sentido. A caracterização das propriedades vetoriais da força utiliza se, por sua vez, dos princípios de Álgebra Vetorial.

Uma força, vertical **F**, atuando sobre um plano inclinado θ graus em relação a um plano horizonta, pode ser decomposta em um componente vertical, denominado força normal **F**n e outro componente paralelo ao plano, denominado força cisalhante **F**s, sendo que **F**n = **F** cos θ e **F**s = **F** sen θ (Fig. 19 2a).

Consideram-se dois tipos fundamentais de forças que afetam os corpos geológicos: forças de corpo (ou de volume) e forças de contato (ou de superficie). As forças de volume atuam sobre a massa de um corpo como um todo, a exemplo das forças gravitacional e eletromagnética. As forças de contato atuam empurrando ou puxando determinado corpo ao longo de uma superfície imagnána, como uma fratura.

Quando uma força F atua sobre uma superficie, tem se uma outra entidade físico-matematica denominada esforço. Isto significa que a magnitude do esforço não é simplesmente função da força F, mas se relaciona também com a área sobre a qual essa força atua, ou

se a, esforço é a relação entre força e área:

$$\sigma = \frac{F}{A} \tag{19.2}$$

No Sistema Internacional cos tumamos quantificar o esforço em termos da força e area (Newton/ m²⁾ caraterizando a unidace Pascal. Devido a pequena magnitude desta unidade comparada à magnitude dos esforços que atuam em nosso planeta, o Pascal é normalmente empregado precedido de um prefixo como quilo, mega ou giga. Outra unidade de esforço utilizada em Geologia é o bar, que equivale a 105 Pa. Pres sões elevadas no interior da Terra são frequentemente dadas em kbar, sendo que 1kbar corresponde a 100MPa.

Para melhor ilustrar a importância do assunto, será utilizado um caso não geológico, que exemplifica a estrategia utilizada para resgatar um patinador de gelo que se exercitava num lago



Fig. 19.1 Movimentos básicos devido à ação de esforços (a) Dilatação - variação de volume, (b) Translação - mudança de posição; (c) Rotação - variação de orientação; (d) Distorção mudança de forma.

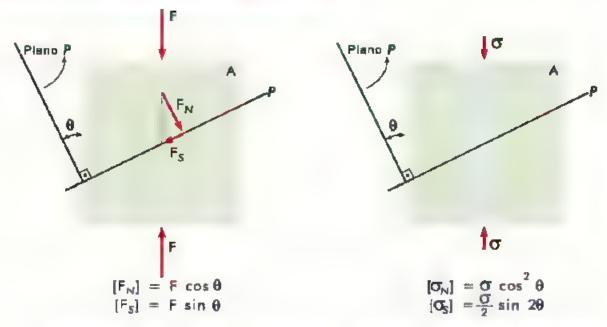


Fig. 19.2 lustração mostrando a decomposição de uma força F e esforça a sobre um plano no nado. P) de 8 graus em relação ao plano A.

congelado (Fig. 19.3). Em razão do "peso" do patinador (77 kg), houve a ruptura da delgada cama da de gelo do lago. Este "peso" estava distribuído uniformemente sobre as lâminas dos patins e a área de contato com o gelo era de apenas 5,08 cm², o que significa que o esforço atuando sobre a delgada camada de gelo era

$$\sigma = \frac{F}{A} = \frac{77 kg x 9.8 m s^{-2}}{5.08 x 10^{-4} m^2} = 1.485.433 Pa = 14.85 bar$$

A Figura 19.3 mostra que o nosso "herói" para se aproximar da vítima, utilizou uma tábua suficientemen te larga, evitando assim que a camada de ge.o se rompesse. A explicação para isso está no fato da tá

bua apresentar uma maior superficie, fazendo com que o esforço exercido sobre a camada de gelo fosse distribuído numa área maior, senão vejamos: o "peso" da prancha somado ao "peso" do nosso "herói" é igual a 81,64kg, com a área da tábua de 5.486,4 cm². Deste modo, o peso do homem passou a ser distribuido de tal maneira que a concentração do esforço, em qualquer ponto sob a tábua, é bem menor, e, portanto, bem abaixo da resistência à ruptura do gelo.

$$\sigma = \frac{F}{A} - \frac{81,6kgx9,8m.s^2}{0,54864m^2} - 1.458Pa - 0.01bar$$

Neste caso, observa-se que a pressão exercida sobre o gelo é cerca de 1.500 vezes menor do que a do patinador.







Fig. 19.3 Salvamento de um patinador e a importância da intensidade do esfarço.

19.1.2 Noções básicas de reologia

À Geologia Estrutural interessa, particularmente, o estudo dos corpos deformados (seja por translação, rotação ou distorção), bem como a investigação de suas causas, processos e aspectos geométricos.

A disciplina que estuda o comportamento dos matenais submendos à ação de esforços denomina-se **Reologia**, termo cujo sentido etimológico é o estudo da deformação e do fluxo da matéria.

As condições físicas remantes durante a deformação são fundamentais no comportamento do corpo submetido à ação de esforços. Para um material geológico qualquer, as condições físicas são. i) pressão hidrostática/litostática e temperatura, as quais dependem da profundidade onde ocorre a deformação, ii) condições termodinâmicas e iii) esforço aplicado à rocha. Nessas condições, as deformações podem ser rúpteis ou dúcteis, isto é, podem ocorrer, respectivamente, quebras e descontinuidades ou apenas deformação plástica, sem perda de continuidade. A Fig. 19 4 mostra o comportamento deformacional dos materiais em função da temperatura e pressão hidrostática.

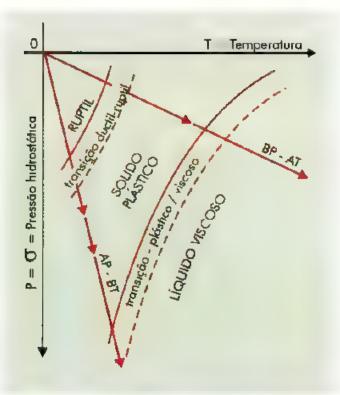


Fig. 19.4 Domín os de deformação natural em função da pressão hidrostática/litostática e temperatura. As linhos BP-AT e AP-BT representam o comportamento esperado em regimes de alto e baixo gradientes térmicos, respectivamente. AP=Alta pressão, BP=Baixo pressão, AT. Alta temperatura, BT—Baixa temperatura.

Um corpo ao se deformar pode sofrer distorções, que apresentam comportamentos mecânicos distintos; deformações podem ser recuperáveis, isto é, um corpo pode sofrer contração ou estiramento quando submendo à ação de esforços, porém, quando esses esforços são retirados, o corpo retorna a sua forma e posição originais. Este tipo de deformação é denominada elástica (é). Um exemplo é a expansão térmica de um corpo tochoso, o que não envolve quebra ou ruptura, mas apenas alongamento (dilatação). Encurtamento ou flexura é outro exemplo de deformação elastica.

Para ilustrar esse tipo de deformação, considera-se um corpo submetido a um esforço umaxial (o). Sua deformação é definida fisicamente pela relação

$$e = \frac{\Delta 1}{1}$$
, (onde e é a clongação e l o comprimento).

Supondo-se que o corpo sofra um encurtamento relativo homogêneo, isto pode ser representado em grafico o - f(e), ou seja esforço em função do encurtamento (Fig. 19.5a). O gráfico resultante deste tipo de deformação mostra, inicialmente, uma relação linear entre o esforço e a deformação, isto é, o esforço é proporcional a deformação ($\sigma = E \epsilon$), onde E é uma constante denominada módulo de Young. Porém, se o esforço é retirado, a deformação é instantaneamente reversível, ou seja, elástica. A partir de um determinado valor do esforço, denominado esforço limite (o), conhecido também como limite de elasticidade, ocorre uma diminulção da inclinação do grafico, deixando de existir uma relação linear com a deformação do corpo. Neste setor do gráfico, caso o esforço aplicado seja retirado, tornando-se zero, a deformação é restituida apenas parcialmente (trajetória XX2), permanecendo amda uma deformação, denominada deformação plástica (E). Se a carga e reaplicada neste mesmo corpo, venfica se, no gráfico σ versus ε, a trajetóna X'; onde o novo limite de elasticidade é agora o, o qual é muor que 🕳 . Notar a nova deformação elástica (٤) em rela ção ao novo limite de elasticidade o. Quando issoocorre, diz-se que houve um "endurecimento" do material, ou seja a deformação piástica mudou o esta do do material, que pode ser quantificado no eixo das abcissas por (E). É justamente o aumento da deforma ção que leva à ruptura do corpo. Quando as rochas são deformadas sob condições de pressão e tempera tura ambientes, ocorre a ruptura sem haver uma deformação plastica significativa.

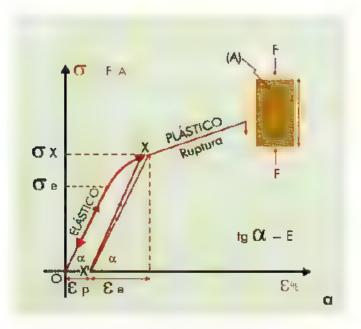
Examinando os fatores que determinam uma rocha se romper ou sofrer apenas flexão

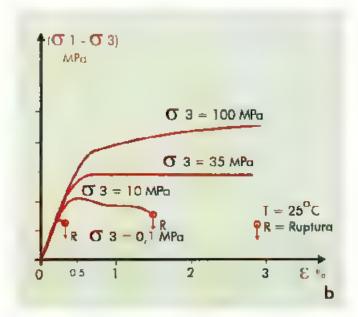
O exame da influência da pressão hidrostática/ litostática, da temperatura e da velocidade de defor mação no comportamento dúctil ou túptil das rochas, durante o processo deformacional, permite uma melhor compreensão do processo.

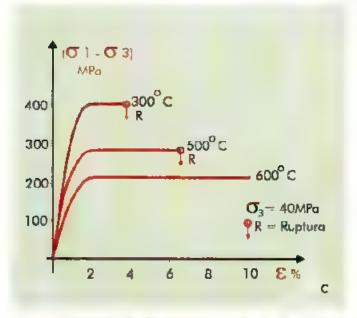
 Pressão Hidrostática/Litostatica → é a pressão vertical em um determinado ponto da crosta terrestre, que é igual à pressão exercida pelas rochas sobrejacentes. Rochas submetidas a pressoes elevadas, por longos períodos de tempo, não apresentam grandes resistências aos esforços, ao contrário, fluem como se fossem um alquido extremamente viscoso. Este é o caso do comportamento do manto terrestre que se movimenta, lentamente, por estar submetido a pressões litostáticas elevadas, entre outras condições. A pressão litostática no interior da Terra aumenta com a profundidade de acordo com a equação:

$$P = \rho g \chi \tag{19.3}$$

onde ρ é a densidade da rocha, g é a aceleração da gravidade e g a profundidade.







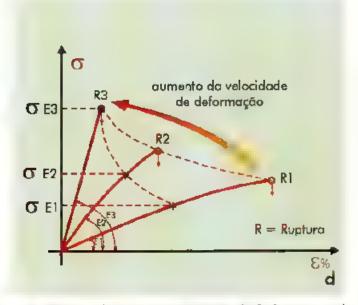


Fig. 19.5 Gráficos da deformação em função do esforço a) Para um cundro sob compressão un axia, (bi Deformação sob temperatura constante e pressões de confinamento var áveis (c) Deformação sob pressão continante constante e temperatura variável, (d) Deformação sob condições de velocidade e deformação variáveis

Os ensaios laboratoriais, em amostras de rochas, mostram que o aumento da pressão confinante, que desempenha o papel da pressão litostática, toma as rochas mais resistentes à deformação, isto é, elas necessitam de uma pressão de carga maior para se deformar. Se a pressão litostática for muito elevada, as rochas se deformam, sem no entanto ocorrer a ruptura. Denomina se deformação ductil (Fig. 19.5b)

Conclui-se que um aumento da pressão litostática tem por efeito tornar as rochas mais resistentes ao fraturamento, fazendo com que a deformação ocorra no campo dúcul.

 Temperatura → sabemos que a temperatura no triterior da Terra aumenta com a profundidade; o gradiente térmico medio é da ordem de 20°C/km, podendo entretanto, em algumas regiões, chegar a cerca de 100°C/km

Estudos experimentais, sob pressão confinante constante ($\sigma_p=40\text{MPa}$) e temperatura variável, mostram, em geral, que o comportamento mecânico das rochas varia conforme o grafico da Fig. 19.5c. Com o aumento da temperatura, a rocha se deforma mais facilmente, isto é, um menor esforço e necessário para causar uma deformação, fenômeno este acompanhado pelo abaixamento do limite de plasticidade do material.

Com a profundidade, há o aumento da pressão litostática e da temperatura, fazendo com que a rocha se deforme plasticamente, retardando assim a ruptura.

• Velocidade ou taxa de deformação → corresponde à deformação ocorrida em uma rocha durante um intervalo de tempo. Na natureza, essas deformações são extremamente lentas, da ordem de 5 a 10% em um milhao de anos. Desse modo, a velocidade de defor mação pode ser representada pela seguinte equação:

 $D=\frac{\mathcal{E}}{t}$, onde t é o tempo em segundos e ϵ a medida da elongação, que e adimensional. A taxa de deformação ϵ é fornecida em ϵ .

Em ensalos de laboratóno, as taxas de deformação são da ordem de 10⁻³ a 10⁻⁸ s⁻¹, chegando a 10⁻⁹ s⁻¹ para o fluxo experimental. Estes valores estão longe de representar as velocidades dos fenômenos geológicos naturais, que são da ordem de 10⁻¹⁴ a 10⁻¹⁵ s⁻¹ para os deslocamentos horizontais. Qual seria então o comportamento dos materiais rochosos em função da taxa

de deformação? Expenências semelhantes àquelas representadas na Fig. 19.5a foram realizadas com diferentes velocidades de colocação das cargas, sobre testemunhos de material rochoso. A Fig. 19.5d mostra que, com o aumento da velocidade de deformação, ha uma diminuição considerável do domínio referente à deformação plástica e um aumento do limite de elasticidade σ. Portanto, para velocidades de deformação crescentes, o domínio da plasticidade diminui, com a rocha tornando-se rúptil ou friável.

19.1.3 Domínios deformacionais em função da profundidade na crosta

Os fatores físicos descritos acima, em particular a temperatura e a pressão hidrostática/litostática, são função da profundidade na crosta terrestre e permitem distinguir dois domínios deformacionais distintos: o superficial e o profundo. Estes domínios deformacionais são caracterizados pela formação de estruturas geológicas distintas.

O domínio superficial caracteriza se por uma deformação essencialmente rúptil, enquanto o domínio profundo caracteriza-se por uma deformação dúctil. Neste último, a rocha pode sofrer fusão parcial, se a temperatura for suficientemente elevada. Portanto, estruturas formadas a cerca de 40 km de profundidade, com pressões da ordem de 10 kilobares e temperaturas de 800° a 1.000°C são muito diferentes de estruturas formadas em subsuperfície. Isto significa dizer que, para o estudo das estruturas geológicas, é necessário levar em consideração o nível crustal em que ela foi formada. Cada nível apresenta estruturas com geometria e mecanismos de formação similares que, no entanto, são diferentes de outros níveis crustais por conta das leis reológicas específicas. Denominamos níveis estruturais os diferentes dominios da crosta, onde ocorrem os mesmos mecanismos dominantes da deformação. Entende-se, aqui, como mecanismos da deformação, a deformação rúptil, isto é, a formação de falhas, fendas e fraturas marcadas por planos de descontinuidades, enquanto a deformação dúctil é entendida como deformação sem perda de continuidade, potem com a rocha sofrendo distorção.

A Fig. 19.4 representa, esquematicamente, os campos da deformação natural em função da pressão hidrostática e da profundidade. Contudo, como já vimos, deve-se levar em conta o gradiente térmico regional, isto é, a variação da temperatura em função da profundidade na crosta terrestre. Neste sentido, são considerados dois gradientes geotérmicos distintos, cada um deles apresentando uma evolução deformacional diferente. É importante salientar que a deformação não depende apenas da temperatura, pressão e profundidade, mas também de outros parâmetros, como, natureza da rocha, velocidade de deformação, pressão confinante, pressão de fluidos, etc.

No caso do gradiente térmico mais elevado, isto é, a reta que apresenta menor inclinação, observa-se que a uma profundidade menor pode-se atingir temperaturas suficientemente elevadas para que a deformação ocorra no domínio da plasticidade ou até da viscosidade, isto é, no campo dúctil. Para um gradiente térmico menor (reta de maior inclinação) é necessario atingir pressões elevadissimas, o que implica ambientes de grande profundidade, para que as deformações ocor ram nos campos plástico e viscoso.

As estruturas rúpteis e dúcteis, características de cada um desses campos deformacionais, são descritas a seguir, levando-se em consideração as principais classificações geométricas existentes na literatura, incorporando, sempre que possível, exemplos de estruturas brasileiras.

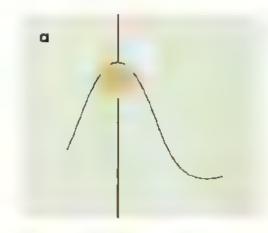
19.2 Formando Dobras

As dobras são deformações dúcteis que afetam corpos rochosos da crosta terrestre. Acham-se associadas a cadeias de montanhas de diferentes idades e possuem expressão na paisagem, sendo visíveis em imagens de satelite São caracterizadas por ondulações de dimensões variáveis e podem ser quantificadas individualmente por parâmetros como amplitude e comprimento de onda. A sua formação se deve à existência de uma estrutura planar anterior, que pude ser o acamamento sedimentar ou a foliação metamorfica (clivagem, xistosidade, bandamento gnáissico), Cap. 18.

O estudo das dobras pode ser conduzido em três escalas: macroscópica, mesoscópica e microscópica. A escala microscópica corresponde à escala de estudo em que a estrutura é observada com o auxílio de microscópico ou lupa. Na escala mesoscópica a estrutura é visualizada de modo contínuo desde amostras na escala de mão até afloramento, ou maior ainda. Na escala macroscopica a estrutura observada é produto da

integração e reconstrução de afloramentos, sendo, em geral, representada em perfis ou mapas geológicos.

Usa-se o termo estilo para descrever dobras, a semelhança do seu significado em arquitetura. Assim, estilo de uma dobra corresponde a um conjunto de feições morfológicas e geométricas associadas a um grupo (ou família) de dobras. Essas feições são adquinidas durante a deformação e podem ser reconhecidas em um mesmo grupo de dobras, mesmo em afloramentos diferentes. O estilo traduz uma identida de de um mesmo grupo de estruturas, contudo, ele tende a variar com o tipo de tocha e com a profundidade na crosta, bem como com a taxa de deformação. A observação do estilo deve ser feita num plano perpendicular ao eixo da dobra. Este plano é referido como plano de perfil da dobra (Fig. 19.6). Em qual-



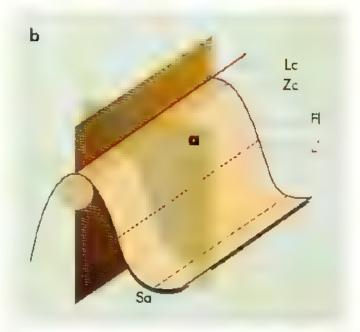


Fig. 19.6 Elementos geométricos de uma superfície dobrada cilíndrica (a) e piano de perfil de uma dobra (b). So- Superfície axiat; La Linha de charmeira; Li- Linha de inflexão. Zo- Zona de charmeira e Fi- Flanca.

quer outro plano diferente deste, o estilo da dobra será alterado.

O estudo das dobras é importante na pesquisa mi neral, em programas de prospecção mineral, exploração e lavra de jazidas, pesquisa de petroleo e obras de engenharia como escavação de túncis, construção de estradas, barragens, etc.

As pessoas interessadas em estudos mais aprofundados sobre este tópico, como a aná ise bascada em duas superfícies dobradas e na análise geometrica utilizando projeção estereográfica, deve tão recorrer aos livros especializados de geologia estrutural relacionados ao final do capítulo.

19.2.1 Elementos geométricos de uma superfície dobrada

A superficie dobrada é um elemento fundamenta, para a classificação das dobras. Sua definição é bascada na curvatura da superficie, sendo ela referenciada à curvatura de um círculo (Fig. 19.6). A sua determinação, em um ponto qualquer do círculo, é feita mediante o traçado de uma tangente e de sua normal a partir do ponto considerado. Esta normal corresponde ao próprio rato do círculo de referência.

Na Fig 19 6b são indicados os principais elementos geométricos de uma superficie dobrada cilíndrica, que serão definidos a seguir.

Linha de charneira corresponde à linha que une os pontos de curvatura máxima da superfície dobra da (Fig.19.6b). Uma outra linha dessa superficie que une os pontos de curvatura mínima é denominada linha de inflexão da dobra. Esta unha divide as dobras em dois setores: um de convexidade voltada para cima e outro, para baixo. Estas duas linhas podem ser retas ou curvas, dependendo da geometria da superfície cobrada. Uma Linha de charneira reta é conhecida como geratriz ou eixo da dobra. A sua orientação permite definir a posição espacial da dobra, horizontal, vertical ou inclinada. Ela situa-se numa região da superfície dobrada conhecida como zona de charneira da dobra (Fig. 19.6b). Esta regiao corresponde ao seg mento de curvatura máxima desta superfície e é definida em telação a um arco de círculo unitário em que ela é inscrita. Desta forma, obtém-se um parametro descritivo útil que expressa a relação entre a curvatura da superfície e do circulo.

Linha de crista e linha de qui ha são elementos geométricos que unem, respectivamente, os pontos mais alto e mais baixo da superfície dobrada. Estas linhas em geral não coincidem com a linha de charneira das dobras, exceto no caso de dobras simétricas com superfície axial vertical e eixo horizontal.

A superficie axial pode ser curva ou plana, sendo neste caso referida como plano axial. Ela é definida como uma superficie que contém a linha de charneira da superficie dobrada (Fig. 19.6 a). A sua intersecção com a topografia (em mapa ou em perfil) resulta em uma linha conhecida como traço axial da dobra, e que aparece representada em mapas geológicos. O espaçamento e a configuração dessas linhas, em mapa, refletem a arquitetura e a posição espaça al das dobras, constituindo, assim, um parâmetro muito útil à sua m terpretação.

19.2.2 Classificando as dobras

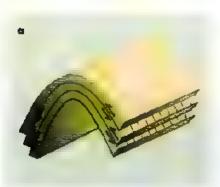
As dobras podem ser classificadas em dois tipos atectônicas, relacionadas com a dinámica externa do planeta, e tectônicas, relacionadas com a dinámica interna. As primeiras são formadas na superfície ou próximas a ela, em condições muito semelhantes ás condições ambiente, sendo desencadeadas pela ação da força da gravidade (Fig. 19.7) e possuem expressão apenas local; as últimas são formadas sob condições variadas de esforço, temperatura e pressão (hidrostática, de fluidos), sendo mais relacionadas com processos de evolução crustal, em particular com a formação de cadeias de montanhas.



Fig. 19.7 Dobras atectônicas em rochas seaimentores da região de Punta Arenas, Sul do Chile. Observar que as dobras são restritos à parte inferior das camadas. Fonte R. Machado

As dobras atectónicas podem ser formadas a par tir de sedimentos saturados em água, os quais, após o rompimento da força de coesão entre os grãos, ad quirem fluidez e se movimentam num meio de menor densidade, em geral aquoso. A quebra de estabilidade de um sedimento pode gerar fluxo de detritos (subaéreos ou subaquosos) ou promover a formação de correntes de turbidez, que são capazes de transportar sedimentos para regiões mais profundas de uma bacia (Cap. 9). Os sedimentos depositados por esse processo são denominados turbiditos. Neles são comuns dobras (cm a mm) restritas a um mesmo nívei sedimentar, as quais não se propagam nos níveis vizinhos. A compactação e diagênese dos sedimentos também podem levar à formação dessas estruturas.

As dobras tertônicas são formadas por dois mecanismos basicos: flamblagem e cisalhamento (Fig. 19.8). O mecanismo de flambagem promove o encurtamento das camadas perpendicularmente à superfície axial das dobras, preservando porem a espessura e o comprimento das mesmas. Este mecanismo é acompanhado pelo deslizamento entre as camadas, de forma análoga ao que ocorre em cartas de baralho quando flexionadas (Fig. 19.8a). Isto é favorecido em seqüências estranficadas com alternancia de camadas de quartizitos e xistos. Esta heterogeneidade litológica se traduz em diferenças mecânicas importantes que vão controlar a geração de dobras, sobretudo em níveis superiores da crosta. Com a profundidade, estas diferenças mecânicas tendem a se



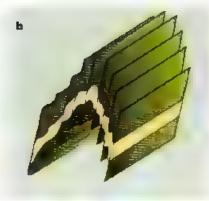


Fig 19.8 Mecanismos de formação de dobras: Flambagem (a) e Cisa hamento simples (b)



Fig. 19.9 Dobras ntrafol ais em gna sses do Grupo Paraíba do Sul, Rio de Janero (Rodov a Pres Dutra, Be vedere/ Serra das Araras) Foto R. Machado

reduzir, pois parâmetros como pressão e temperatura passam a ser mais importantes no controle do estado físico do material rochoso. Contranamente, dobras formadas por mecanismo de cisalhamento simples não envolvem o encurtamento ortogonal às camadas, pois os planos de deslizamento são ortogonais ou oblíquos às mesmas (Fig.19.8b). As dobras formadas por este mecanismo são acompanhadas de mudanças na espessara e comprimento das camadas. As zonas de chameira são, em geral, espessadas e os flancos adeigaçados, ocorren do mesmo o rompimento destes últimos, com formação de dobras isoladas connecidas como dobras intrafoliais (Fig. 19.9).

19.2.3 Classificação geométrica

As dobras podem ser classificadas com base na posição espacial de seus elementos geométricos (linha de charneira e superfície axial), na combinação entre estes elementos, na variação da superfície dobrada, ou ainda combinando estas classificações com critérios geométricos ou estratigráficos.

 Classificação com base na linha de charneira e superficie axial

A classificação baseada na linha de chameira permite dividir as dobras em dois grupos: um com linha de chameira teta (eixo) e outro com linha de chameira curva. Em ambos os casos a classificação se aplica apenas para as dobras cilíndricas. As dobras com linha de chameira reta podem ser divididas em três tipos princi-

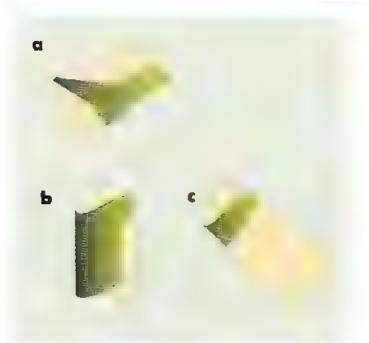


Fig. 19,10 Classificação de dobras com base na linha de charnetra: honzontais (a); verticais (b) e înclinadas (c)

país, dobras horizontais; dobras verticais e dobras com camento ou inclinadas (Fig. 19.10). Consideram-se dobras horizontais (ou sub-horizontais) quando o caimento do eixo situa-se no intervalo de 0 a10° (Fig. 19.11); verticais, entre de 80 e 90°, e inclinadas, entre 10 a 80°

A classificação com base na superficie ax.al pode ser em relação à simetria da dobra ou em relação à sua posição no espaço. No primeiro caso, a superficie axial corresponde a uma superfície bissetora, com as dobras sendo divididas em dois grupos: simétricas e assimétricas. No segundo caso, as dobras podem ser normais, inversas e recumbentes (Fig. 1912)



Fig. 19.11 Dobra com eixo sub-horizantal em metarenitos da Un dade La Palona na reglão de Piriapólis, Uruguai Foto R. Machado

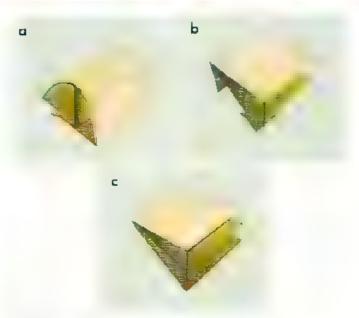


Fig. 19.12 Classificação de dobras com base no superfície axial: norma (o); recumbente (b, e inversa (c)



Fig. 19.13 Dobra recumbente em quartzitos do Grupa Andrelândia, Serra de Carrancas, Minas Gerais Foto: R Machado.

As dobras normais possuem superfíctes axiais subverticais (entre 80 e 90°) (Fig. 19.11), as recumbentes, sub horizontais (entre 0 e 10°) - Fig 19.13; as inversas, inclinadas (entre 10 e 80°), porém com os flancos mergulhando no mesmo sentido e usualmente com ángulos diferentes (Fig. 19.12). As dobras recumbentes de grandes dimensões são referidas como nappes, e são comuns em cadeias de montanhas como os Alpes e Himalaias. Uma característica das dobras inversas e recumbentes é a inversão estratigrafica em um de seus flancos.

As duas classificações acima podem ser combinadas em um mesmo gráfico, representando-se a variação de mergulho da superfície axia. versus o caimento da

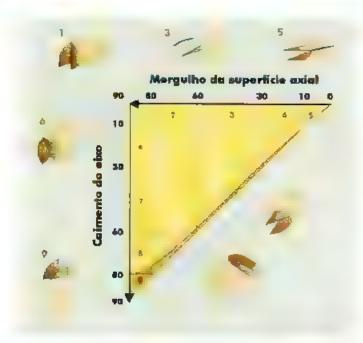
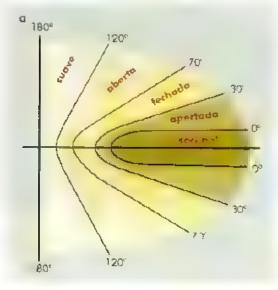


Fig. 19.14 Ciassiticação de dobras com base no mergu ho da superficie axia versus camento do exo. Adaptado de Fleuty, 1964,



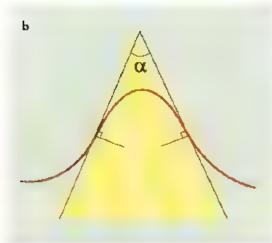


Fig 19.15 Classificação de dobras com base no ângula inter-flancos.

unha de charnetra (Fig.19.14). Nota se, no diagrama, que a passagem de uma dobra para outra ocorre com a variação de um destes parâmetros, isolado ou em conjunto. Assim, passa-se de uma dobra normal para uma recumbente com variação apenas do mergulho da superficie axial, ou ainda, para uma dobra vertical, variando apenas o caimento do eixo. Entre as duas úl timas dobras, aparece um tipo especial classificado como dobras reclinadas (Fig. 19.14, campo 10). Estas dobras possuem algumas feições comuns as dobras inversas, com mergulho dos flancos na mesma direção da superfície axial e rotação do flanco invertido de um valor angular superior a 90°. Contudo, trata-se de um tipo particular de dobra, onde a direção da superfície axial é ortogonal ao rumo do eixo.

· Classificação com base na superficie dobrada

Esta classificação leva em consideração o ângulo nter flancos de uma dobra (Eig.15-15a). Isto é deter minado a partir de duas tangentes que passam nos pontos de inflexão da superfície dobrada (Eig.19-15b). As dobras são assim classificadas em suaves (180



Fig. 19.16 Dobra techada afetanda gnaisses da base do Grupa Andre ândia (região de São Vicente de Minas, MG, Foto: R. Machada



Fig. 1917 Dobro isox ina em xistos do Grupo Andielándo Serra da Peara Branca, estrada Luminárias Foto: R. Machado



Fig. 1918 Classificação de dobras com base no sentido de fechamento da superfície dobrada: antiforme (a) e sinforme (b)

120°), abertas (120 70°), fechadas (70 - 30°) (Fig. 19 16), apertadas ou cerradas (30 - 0°) e isochnais (Fig. 19 17). Embora esta classificação seja muito simples e de aplicação imediata, ela não fornece informações sobre variações morfológicas da superficie dobrada, pois nela são englobadas, sob a mesma denominação, dobras com estilos diferentes

 Classificação com base em entérios geometricos e estratigráficos

() sentido de fechamento de uma superficie dobra da e um criterio geométrico muito simples utilizado para classificar de bras. Segundo este critério, são distinguidas dobras com fechamento para cima, antiforme ou, para baixo, sinforme (Figs. 19 18a e 18b). Contudo, esta e assficação apresenta duas restrições importantes: (a) deixa de fora determinados tipos de dobras e (b) enquadra sob a mesma denominação dobras com posições espaciais distintas.

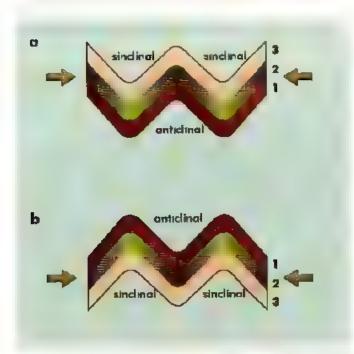


Fig. 19.19 Class ficação de dobras com base na estratigrafia das camados, sinclinar e anticinal. Sequência estratigráfica dos camados. Il mais antiga, 2 intermediária, 3 mais nova. Em a, seqüência normal, em b, seqüência nvertida.

A classificação das dobras em sinclinal e anticlinal é muito antiga e encontra-se extremamente arraigada na literatura. Embora seja uma classificação que implica o uso de enténos estraugráficos, nem sempre isto é seguido. Neste caso, ela passa a ter o mesmo significado da classificação acima. Define se sinclinal como uma dobra que possui camadas mais novas no seu intenor, e mais antigas, no exterior (Fig.19.19a). No anticlinal, é o oposto, as camadas mais antigas estão no núcleo (Fig.19.19b).

19.3 Formando Falhas

As falnas resultam de deformações rúpteis nas rochas da crosta terrestre. São expressas por superfícies descontinuas com deslocamento diferencial de poucos em a dezenas e centenas de km, sendo esta a ordem de grandeza para o deslocamento nas grandes falhas.



Fig. 19 20 magem de Saté ite Landsat do rio Poraíba do Sul, no Estado do Rio de Janeiro mostrando a releva fortemente onentado ao longo do vale do rio, como resultado do controte exercido pela falha de Além Paraíba Fonte: CPRM/P D Jacques

Aparecem como superfícies isoladas e discretas de pequena expressão, ou, no caso mais comum, como uma regiao deformada de grande magnitude, que é a zona de falha, onde o des ocamento tota, é a soma dos des locamentos individuais. A condição básica para a existência de uma falha é que tenha ocorrido des ocamento ao longo da superfície. Contudo, se ocorrer o movimento perpendicularmente à superfície, a estrutura receberá o nome de fratura. O relevo oriundo de falhas é, em geral, estruturado, bem refletido em fotos aéreas e imagens de satelites (Fig. 19.20). Em alguns casos, sobretudo quando se tem uma referên cia estratigráfica (uma camada de carvão, por exemplo), a sua identificação é imediata, em outros, é mais difícil, mesmo para aqueles ja familiarizados com o assunto. Essa dificuldade é crescente em regiões com densa

cobertura vegetal e espesso manto de alteração, como na Amazônia e boa parte das regiões Sul e Sudeste do Brasil.

As falhas são encontradas em vários ambientes tectónicos, sendo associadas a regimes deformacionais compressivos, distensivos e cisalhantes. São feições comuns em cadeias de montanhas modernas e antigas e aparecem em diferentes estagios de sua evolução. Podem ser rasas ou profundas. No primeiro caso afetam camadas superficiais da crosta, sendo muitas vezes ligadas a dinâmica externa do planeta. A atividade sísmica (rasa ou profunda) pode também formar estruturas superficiais. No segundo caso, podem atravessar toda a Litosfera, passando a se constituir em limite de placas litosféricas (Cap. 6), sendo então referidas como falhas transformantes, como a falha de San Andreas na costa oeste dos Estados Unidos da América.

19.3.1 Elementos de uma falha

A posição no espaço da superfície de uma falha é fundamental para sua classificação geométrica. Outro parâmetro importante é a estría de atrito desenvolvida no plano de falha (Figs. 19.21 e 19.22). Ela permite deduzir o tipo de movimento ocorrido no mesmo. É comum a falha exibir uma superfície brilhante, conhecida como espelho de falha ou stickenside (Fig 19.23). Em uma falha inclinada, os blocos separados são denominados capa ou teto e lapa ou muro (Fig. 19.21). A capa corresponde ao bloco situado acima do plano de falha, e a lapa, ao bloco situado abaixo. A existência de um nível de referência em ambos os blocos pertuite classificar a falha com base no seu movimento relativo, conforme será visto mais adiante.

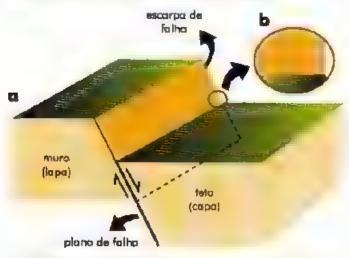


Fig. 19.21 Elemento geométricos de uma falha blocos de faha, muro ou lapa e teto ou capa, escarpa e plano de falha



Fig. 19.22 Estr as de atrito horizontais em metarenitos do Grupo Camaguã, RS Foto R Machado

Outros elementos geométricos de uma falha, como a escarpa e o traço (ou linha) da falha (Figs. 19.21e 19.24), resultam da intersecção do plano de falha com a superfície topográfica. Escarpa de falha é a parte exposta da falha na topografia. Traço de falha corresponde a uma linha no terreno que, em mapa, é representado por uma simbologia característica. Isto,

Fig. 19.23 Espeiho de fa ha au slickenside em arenitos do Grupo Coocupé, bacia do C h a c a . Paragual. Foto C. Riccomini





Fig. 19.24 Traço de falha no terreno resultante da falha de San Andreas Foto C. R.ccomini.

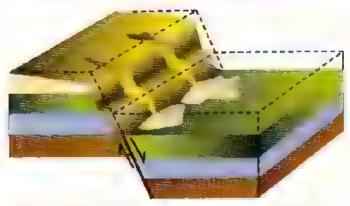


Fig. 19.25 Aspectos geamorfo ágicos de uma escapa de recua de ta ha

na realidade, é uma simplificação cartográfica, pois as falhas, na natureza, são formadas por inúmeras superfícies subparalelas, dispostas em um arranjo tabular que, conjuntamente, definem a zona de falha. A escarpa de falha original pode ser erodida, aparecendo no seulugar uma escarpa de recuo de falha (Fig. 1925). O deslocamento entre dois pontos previamente adjacentes, situados em lados opostos da falha, medido no plano de falha, corresponde ao seu rejeito, o qual pode ser referido como releito total, de mergulho, directional, horizontal e vertical (Fig.19.26)

O rejeito total, que é expresso por uma linha, pode ser determinado por meio do seu valor angular de duas maneiras: (i) medindo-se a projeção desta linha em relação a uma horizontal contida po plano de falha, isto é, em relação à direção da mesma, ou (ii) determinando-se sua projeção horizontal segundo um plano vertical que a contenha. No primeiro caso denomina-se obliquidade (ou rake), no segundo, caimento (ou pumps) (Figs. 19.27). Quando o rejeito da falha é em relação a uma camada ou a um nível mineralizado, utiliza-se o termo separação. Devido ao seu caráter mais aplicado, este termo é usado correntemente na geologia do petróleo e na mineração. A separação apresenta os mesmos tipos de

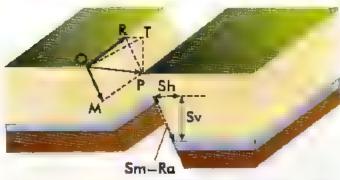


Fig. 19.26 Componentes do rejeito e separação de uma falha:

OP = rejeita total, OR = MP = rejeito directoral, OM = RP — rejeito de mergulho, OT = rejeito horizontal, PT = rejeito vertical, Sh = separação hor zontal, Sv = separação vertical, SmM = separação de mergulho, Ra = rejeito aparente

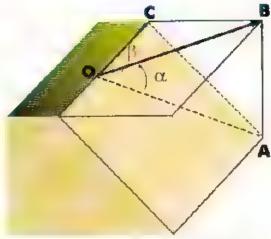


Fig. 19.27 Bloco diagrama mostranda a projeção horizontal de uma inha segundo um plano vertical que a contém (OBA), referido como camento (piunge-α), e o plano (OCA)no qual se define o ângulo β (rake)

componentes do rejeito, sendo, portanto, utilizada de forma similar.

19.3.2 Evidências de uma falha

A ocorrência ou existência de uma falha tem reflexos na superfície, com suas evidências podendo ser diretas ou indiretas. As evidências diretas são observadas em afloramentos ou na superfície do terreno e envolvem o deslocamento de um nível de referência estratigráfico ou a presença de indicadores na superfície da falha que refletem o atrito ocorrido pelo deslocamento dos blocos (Figs. 19 21, 19.22 e 19.28). A fragmentação e moagem, acompanhadas ou não de recrista ização, ocorridas na zona de falha produzem uma rocha cataclástica. As rochas cataclásticas dividem-se em dois grupos prin-

19 28 Faltias, a maioria norma, afetando arenitos e conglomerados da Formação itaquaquecetuba, em Itaquaquecetuba, SP Foto. C. Riccomini.



cipais (Cap. 18): cataclasitos e brechas tectônicas (Fig.19.29), e milonitos (Fig.19.30). Os primeiros, ca racterizados pela ausência de estrutura orientada, sao tormados em profundidades relativamente rasas na cros ta (entre 4 e 8 km), onde predominam condições de deformação ruptil. Já os milonitos, distinguidos pela sua estrutura forteniente orientada, são formados em regiões mais profundas da crosta (superior a 10 km), onde predominam condições de deformação ductil das rochas, com a recristalização sendo o processo mais importante.

Evidências de falhas são também fornecidas indiretamente por meto de métodos geofísicos, entérios geomorfologicos (presença de escarpa de falha, vales característicos, etc.), fotografías aéreas, imagens de satelite, mapas geologicos e topografícos. Nestes últimos, as



Fig. 19.29 Brecho tectônica em calcários do Grupo Bambuí, reg ão Vazante, MG. Foto. R. Machada



Fig. 19.30 Milanitos a partir de rochas granitáldes da Zona de Cisathamento de Além-Parafba (BR 393, em Andrade Pinto, entre Vassouras e Parafba do Sul, RJ). Foto R. Machado

evidências são dadas pela analise dos padrões de drena gem (padrões em treliça ou retangular). No caso de imagens, o seu tratamento em computador permite res saltar feições lineares de relevo associadas às falhas. Isto é muito útil em regiões de clima tropical, onde a espessa cobettura de solo e a vegetação cerrada geralmente mas caram tais feições na superfície.

19.3.3 Classificando as falhas

As falhas são classificadas com base em elementos geométricos e mecânicos.

Classificação geométrica

A classificação geométrica leva em conta o mer gulho do plano de falha, a forma da superfície de falha, o movimento relativo entre os blocos e tipo de reieito

- a) Merguiho da superfície de falha é uma classificação muito simples, que divide as falhas em dois grupos: falhas de alto àngulo, quando o mergulho do plano de falha é superior a 45°, e falhas de baixo ângulo, quando é inferior a 45°.
- b) Forma da superficie de falha esta classificação permite dividir as falhas em planares e curvas. Uma talha é planar, em termos estatísticos, quando a variação da direção da superfície encontra-se no intervalo de aproximadamente 5°. Esta superfície pode ser vertical ou inclinada. As falhas curvas são denominadas falhas listricas, e são relacionadas a regimes distensivos. Em perfil, variam desde uma falha de alto ângulo até baixo ângulo, podendo mesmo horizontalizar-se. São conhecidas como falhas em forma de "pá" ou "colher" (Fig.19.31)

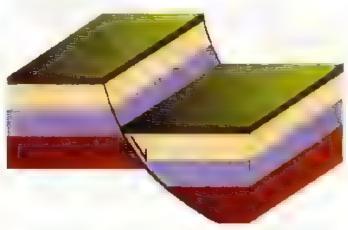


Fig. 19.31 Bloco diagrama mostrando uma la ha listrico

c) Movimento relativo nesta classificação as falhas são divididas em vários tipos: falhas normais (ou de gravidade) e falhas reversas ou de empurrão (Fig. 19.32). Numa falha de empurrão a capa é o bloco que sobe em relação à lapa (F.gs. 19.32b, 19.33), ao passo que numa fa lha normal ocorre o inverso, ou seja, a capa desce em relação à lapa (Fig. 19.28). Como o movimento ocorrido entre os blocos é relativo, torna se difícil saber exatamente como ele ocorreu, pois várias combinações são possíveis: os dois blocos podem descer ou subir conjuntamente, porem em velocidades diferentes, ou ainda, um pode permanecer estacionário, enquanto o outro sobe ou desce.

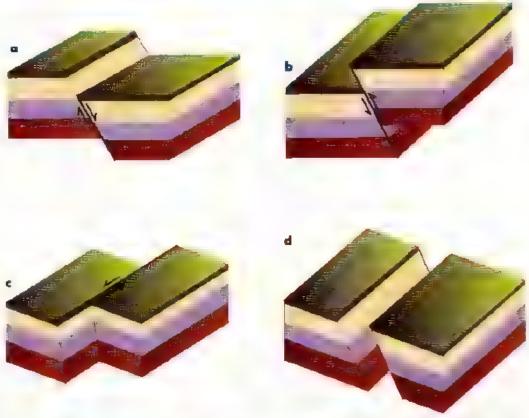


Fig. 19.32 Classificação de fa has com base no movimento relativo entre biocos adjacentes.
a) fa ha norma ; b) falha inversa; c) falha transcarrente e d) obliqua.

d) Tipos de rejeito – esta classificação leva em conta os componentes geometricos do deslocamento entre dois pontos previamente contíguos, em lados opostos da falha, e que são medidos no plano de falha (Fig. 19.26). Estes elementos, já definidos anteriormente, apresentam número máximo de componentes em fahas oblíquas, sendo menor nos demais tipos. Assim, em falhas normais e reversas (ou inversas), o rejeito total corresponde ao rejeito de mergulho, nas falhas transcorrentes, ao rejeito direcional, enquanto nas falhas oblíquas, ao rejeito total (Figs. 19.26, 19.31 e 19.32c)

Classificação mecânica

A classificação mecânica leva em consideração o quadro de tensoes que produzar a falha e distingue três tipos: normal, inversa ou de empurrão e transcorrente. Na falha normal, o esforço principal é vertical, enquanto nas falhas inversa e transcorrente, é horizontal. A diferença entre as duas últimas está na orientação deste esforço; na transcorrente ele é obliquo à direção da falha, com valor angular inferior a 45°, enquanto na inversa, ele é ortogonal a cla.

19.3.4 Tipos principais de falhas e estrutu-

Os três tipos principais de falhas descritos abaixo são encontrados frequentemente em sistemas de falhas. Além disso, cada uma delas é caracterizada por orientação, movimento ao longo da superfície de falha e campo de tensão distintos.

Falhas normais ou de gravidade

São falhas associadas principalmente com a tectônica extensional. Na escala global, elas ocorrem associadas às cadeias meso-oceânicas e às margens continentais tipo Atlântico. São importantes na formação e evolução de bacias sedimentares, sendo comuns em regiões com deslizamentos de encostas e taludes. Associam-se, freqüentemente, a arqueamentos regionais, a estruturas dómicas ou antiformais, sendo aqui o reflexo da fase de relaxamento que acompanha o soerguimento destas estruturas. São falhas em geral de alto ângulo, em que a capa desceu em relação à lapa (Fig. 19.32a). O deslocamento principal é vertical e o componente de movimento é segundo o mergulho do plano de falha.

Falha reversa ou de emputrão

É uma falha inclinada com mergulhos, em geral, inferiores a 45°. Especificamente para as falhas reversas de baixo ângulo emprega se também a denominação de falhas de empurrão. No Brasil, usa-se ainda o termo cavalgamento para falhas de empurrão com mergulhos inferiores a 30°.

Neste tipo de falha o esforço principal é horizontal, e o minimo, vertical. Em termos de movimento relativo, a capa sobe em relação à lapa. O rejeito segue o mergulho do plano de falha, porém o componente principal do deslocamento se dá na horizontal (Figs. 19.26e 19.32c). O seu traço em mapa é sinuoso, podendo mesmo acompanhar as curvas de nível. Em falhas recentes feições geomorfológicas como escarpas de falha são comuns.

As zonas de falhas, como já vimos, são acompanhadas pelo desenvolvimento de rochas cataclásticas, e podem ter sua instalação favorecida pera ocorrência no terreno de tipos litológicos muito contrastantes (por exemplo: rochas do embasamento vs. rochas sedimentares), ou pela presença de um nível de comportamento mais plástico, como sa. (anidinta ou halita), talco, folhelho ou grafita, que funcionam como camadas lubrificantes favorecendo o deslocamento. Este tipo de situação é exemplificado pelas Montannas do Jura, no leste da França, onde rochas pelito-carbonáticas dobradas de idade juro-cretácica sofreram deslizamento horizontal ao longo de níveis mais plasticos (folhelhos e sal) dispostos sobre um substrato rochoso (embasamento de idade paleozóica).

A geometria destas falhas, em perfil ou em plan ta, é, muitas vezes, complexa. Falhas individuais conectam-se vertical e lateralmente entre s., resultando, no mapa, em padrões de falhas subparalelos interligados, com geometria em forma de fatias ou escamas. Em profundidade, os empurrões lístricos passam para falhas horizontais, onde frequentemente seguem contatos litológicos ou descontinuidades crustais importantes.

Falha transcorrente ou de rejeito direcional

As falhas trancorrentes ou de rejeito directional correspondem a uma das feições estruturais mais espetaculares da crosta da Terra (Cap. 6). Alguns autores consideram as fa.has transcorrentes e transformantes como uma divisão das falhas directionais.

As falhas transformantes estão associadas a limites de placas litosfericas. Nos fundos oceânicos estão intimamente ligadas ao desenvolvimento das cadeias meso-oceânicas que atingem uma extensão superior a 75 000 km, sendo uma das feições morfológicas mais notaveis da Terra. As cadeias meso-oceánicas originam-se em conjunto com o crescimento do assoalho oceânico pela adição contínua de material magmático juvenil, processo este contemporáneo ao desenvolvimento das falhas transformantes, conforme já apresentado no Cap. 6.

As falhas transcorrentes caracterizam se por ter o componente principal do deslocamento segundo a di reção do plano de falha, com a movimentação entre blocos adjacentes sendo essencialmente horizontal. O mergulho do plano de falha é vertical a subvertical, resultando em mapa a traços retilíneos. As falhas maiores possuem re eitos da ordem de dezenas a centenas de km. A mudança na direção dessas fa has propieia o aparecamento de ramificações curvas ao longo de seutraçado. Nesses trechos, dependendo do tipo de deslocamento (horário, destral ou anti-horano, sinistral), ocorre o desenvolvimento de estruturas compressivas (falhas de empurrao) ou extens.onais (falhas normais, bacias, blocos abatidos). Os termos destral e sinistral são usados em analogia ao movimento observado nos ponteiros do relógio, Para chegar-se a esta conclusão, considera-se um observador fixo situado em um dos blocos de fa.ha e olhando o sentido de deslocamento do outro bloco. Assim, quando o bloco observado desloca-se para direita, diz-se que o deslocamento da falha é destral, caso contrario, é sinistra...



Fig. 19.33 Fa has inversas em gnaisses do Complexo Mantíque ra. Pedreira nos arredores de itum rim, MG Foto: R. Machado

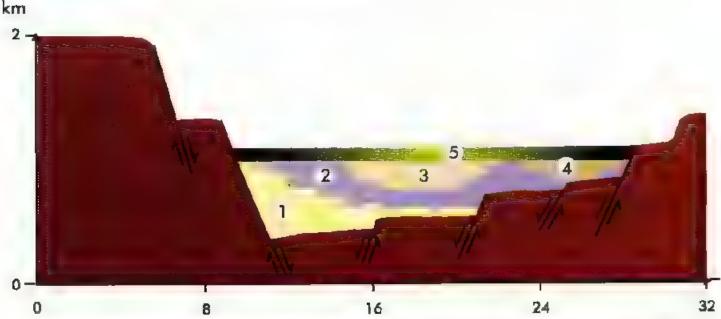
São comuns faixas de rochas cataclásticas (milonitos) com largura superior a 1 ou 2 km e extensão da ordem de dezenas a centenas de km. A falha de San Andreas, por exemplo, estende-se pela costa oeste dos EUA por mais de 1.000 km. O desloca mento destral acumulado é de cerca de 560 km. A falha Alpina, na Nova Zelândia, acomodou nos últimos 40 Ma um deslocamento destral de cerca de 460 km. Extensas zonas de falhas transcorrentes précambrianas têm sido descritas nas regiões Sudeste e Nordeste do Brasil, Nesta última, destacam se as falhas de Pernambuco (PE), Patos (PB) e Sobral-Pedro II (CE e PI). As duas primeiras possuem direção W E e a última, NF SW. Possuem extensão superior a 300 km. Na região Sudeste, destacam-se as falhas de Jundiuvira e Taxaquara, situadas a norte da cidade de Sao Paulo, e a falha de Cubatao, situada a leste da capital paulista, proxima ao litoral. Esta última integra o sistema Lancinna-Cubação-Alem Paraíba, estendendo se do Paraná ao Rio de Janeiro, com extensão de quase 1.000 km.

Outra característica das falhas transcorrentes é a possibilidade de servirem de descontinuidades para novos movimentos, causados por outros esforços semelhantes ou diferentes dos originais, propiciando a sua reativação. Esta reativação pode ocorrer com mudanças ou não no tipo de movimento da falha. No primeiro caso reflete também mudanças no quadro regional das tensoes. Assim, falhas originalmente transcorrentes podem ser reativadas tectonicamente

como falhas normais ou de gravidade, com abaumento de blocos associados. Na região Sudeste do Brasil são comuns falhas transcorrentes pré-cambrianas que foram reativadas como falhas normais durante o Terciário. A elas associam-se bacias sedimentares como a de Santos, Itaboraí, Taubaté, São Paulo, Curriba, den tre outras. Estas bacias fazem parte do Sistema de Rifts da Serra do Mar ou do Sudeste brasileiro.

Influências no relevo

As falhas normais è transcorrentes possuem, em geral, expressao topográfica, sendo marcadas por televo estruturado e al.nhado, com vales alongados de fundo plano (Fig. 19.20). Em condições de clima tropical, casas ferções são acentuadas, pois as rochas da zona de falha são, em geral, mais facilmente intempenzadas do que as rochas adjacentes. Estas estruturas promovem o ajuste regional da drenagem, resultando em mapas, fotos aéreas e imagens de satélite, padrões de drenagens retangulares e em treliça. E comum, na paisagem, a existência de escarpas de falna, que, quando jovens, são recortadas por vales triangulares e trapezoidais, ocorrendo, junto à sua base, depósitos coluvionares e aluvionares (Cap. 10), como consequência do relevo gerado pela fa.ha (Fig. 19.25). Estes depósitos estão relacionados com a evolução do próprio falhamento e da escapa. Em falhas antigas, eles são geralmente erodidos, apagando assim seu vestígio sedimentar. Com a progressão do processo erosivo



19.34 Secção geo ógica esquemática da bacia igraben) Terciária de Taubaté, Vale do no Paraíba da Sui, São Paula Fante C. Riccom ni

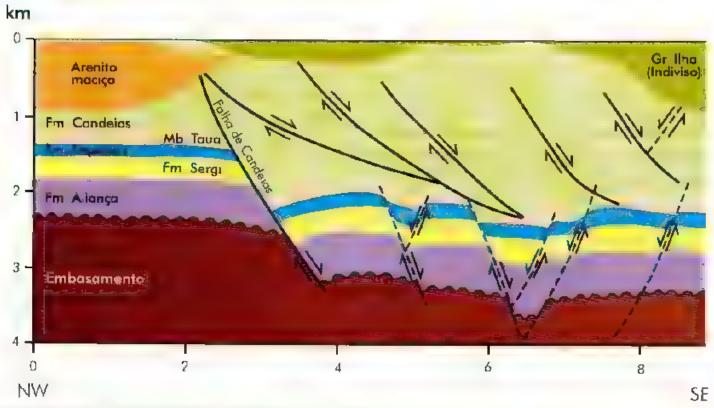


Fig. 19.35 Secção geológica da bacia igraben do Recôncavo, Bahia Gr. Grapu, Em Formação, Mb. Membro

pode ocorrer o recuo da escarpa de falha, deixando para trás a linha de falha. Esta situação é observada na falha de Cubatão, em São Paulo, no trecho da rodovia dos limigrantes.

As falhas normais estão comumente associadas a formação de *grabens* (blocos rebaixados) e *horsts* (blocos elevados). Estas estruturas destacam se pela sua enorme expressão topografica. Alguns exemplos brasileiros são os grabens do Paraíba do Sul no Estado de São Paulo (Fig. 19.34), Recôncavo na Bahía (Fig. 19.35) e o de Takutu em Roraima

19.3.6 Estruturas e sua importância

As dobras são formadas em várias condições e ambientes da crosta terrestre. Resultam de processos associados à dinâmica externa ou interna do planeta. No primeiro caso, são geradas próximas à superfície, no segundo, em profundidade, onde predominam processos de deformação em condições ducteis. Ocorrem em ambientes compressivos ou extensionais, geradas por mecanismos de flambagem ou de cisalhamento simples, podendo ser acompanhadas pelo metamorfismo regional. São comuns em cadeias de montanhas de várias idades, hoje expostas à superfície como resultado de movimentos tectônicos e dos processos crosivos. Tais cadeias têm sido produzidas pela

interação de placas litosféricas, sendo formadas durante a subducção ou colisão,

O estilo de uma dobra é um elemento muito importante no estudo da geometria de uma cadeia de montanhas. Apesar de variar lateral e verticalmente na cadeia, ele possibilita a correlação entre estruturas de lugares diferentes. A sua caracterização é muito útil para diferenciar dobras de gerações (ou grupos) diferentes, isto é, dobras superpostas, as quais podem refletir tanto diferenças temporais importantes entre elas, quanto condições físicas distintas de geração na crosta.

As falhas desempenham papel importante na evolução tectônica da litosfera, seja no controle do magmatismo e da sedimentação e no modelado do relevo atual nos continentes e oceanos. Possuem, também, importância em obras de engenharia civil (barragens, túneis, estradas etc.), mineração, água sub terrânea, petróleo, gás, etc.

As falhas são encontradas em vários ambientes tectôn.cos, sendo associadas a regimes compressivos ou extensionais. São desenvolvidas particularmente no dominio superficial da crosta, onde predominam os mecanismos da deformação rúptil (domínio su perficial), ou pelo contraste reológico significativo entre camadas rochosas. A pressão de fluidos nas rochas também favorece a geração ou progressão dessas estruturas

As fal ias normais são comunente associadas com estruturas como horsis e gravens, que caracterizam regiões da crosta submetidas à extensão crustal. Por outro lado, falhas reversas ou de empurrão são caracteristicas de regioes submetidas ao encurtamento crustal, resultando assim seu espessamento. Associam se, às vezes, a flancos invertidos de grandes dobras recumbentes (nappes), ou podem promover a inversão metamorfica das rochas, onde níveis crustais mais profundos (metamorfismo mais alto) acham se sobrepostos a niveis crustais mais rasos (metamorfismo mais baixo). Algumas dessas falhas sofreram deslocamento horizontal considerável, com valores superiores a 100 km. Associam-se a cadeias dobradas, formando sistemas de falhas subparalelas nas porções anteriores das mesmas, com exemplos espetaculares

nos Alpes, Himalaias e Apalaches No Brasii, desta cam se os sistemas de empurroes na região do Quadrilátero Ferrifero, nos arredores de Ouro Preto, e na porção ocidental da bacia São Francisco, sudoes te de Minas Gerais, onde es xistos do Grupo Araxá estão sobrepostos aos calcários do Grupo Bambui

As falhas transcorrentes e transformantes são ca pazes de acomodar ou transferir grandes quantidades de movimento, tendo grande importância na articula ção entre as placas litosfericas, a exemplo da falha de San Andreas, na costa oeste dos EUA, ou da falha de Motaga na Guatemala (Cap.6). São estruturas que apresentam atividade sísmica até os dias atuais, como reflexo de sua movimentação e da dinâmica interna do plane ta Terra

19.1 Exemplos de tifts brasileiros

O Sistema de Rifi da Serra do Mar é um dos mais importantes do Brasil, estendendo se por mais de 800 km ao longo da sua costa sudeste. Na área commental é integrado pelas bacias de Itaboraí, Taubaté, São Paulo e Curitiba, ao passo que no litoral submerso, pelas bacias petrolíferas de Campos (RJ e ES) e Santos (entre SP e SC.) A diferença de nível entre a Serra da Mantiqueira (topo) e a base da bacia de Santos é superior a 11 km, e somente a escarpa da Mantiqueira possui um desnível de cerca de 1.500 m (Fig. 1934). As bacias produtoras de petróleo do Brasil (Cap 22), possuem espessura superior a 10 km de sedimentos, e são constituidas por três sequências estratigráficas maiores: (1) basal (nff), lacustre, (2) intermediária, de ambiente transicional, com evaporitos e, (3) topo (mais de 2/3), marinha. Estas sequências desenvolveram se entre o Cretáceo Inferior e o Terciário Superior/Quaternário. O Graben do Recôncavo (Fig. 19.35) conecta-se para norte com as bacias Tucano e Jatobá. Trata-se de uma bacia alongada na direção N e NNE, com extensão superior a 400 km e mais de 5,000 m de sedimentos. Possui uma forma assimétrica em perfil - graben assimétrico limitado a oeste pela falha de Maragogipe, e a leste pela falha de Salvador, esta última com rejeito vertica, superior a 5 km. Junto a esta falha formou-se um espesso pacote de conglomerado, que testemunha sua atividade sincrônica à sedimentação. No graben distinguem-se dois sistemas principais de falhas: um mais antigo, com falhas normais associadas a birsts e grabeis, que afetam as unidades basais, e outro mais jovem, associado com falhas lístricas, que afetam as unidades de topo. Estas estruturas foram importantes no condicionamento de hidrocarbonetos na bacia, principalmente os borsts. As falhas, além de terem servido de condutos para migração ascendente do petróleo, propiciaram também a colocação lado a lado de rochas geradoras (folhelhos) com rochas reservatórios (arenitos), favorecendo assim sua migração latera. Muitos exempios de rifts são conhecidos em outros continentes. Um dos mais famosos e o Graben do Reno, na Alemanha, alongado na direção NNE (300 km de extensão), com largura entre 35 e 40 km. A sedimentação é de idade terciána, lacustre na base e mannha para o topo. Calcarios e depósitos de sal do Oligoceno marcam a passagem para o ambiente mannho. A espessura de sedimentos atinge cerca de 1.500 m. No leste da África ocorre um dos mais importantes sistema de rifte com mais de 3,000 km de extensão. Esta feição encontra-se em desenvolvimento por conta da tectônica global (Cap. 6) e em mais alguns mulhares de anos levará à fragmentação do continente e abertura de um novo oceano.

Leituras recomendadas

- CAIXETA, J. M., BUENO, G. V.; MAGNAVITA, L.P.; FEIJÓ, F. J. Bacias do Recôncavo, Tuca no e Jatobá. *Botetim de Geociências da Petrobrás* vol.8, n.1. Rio de Janeiro: 1994.
- DAVIS, G. H.; REYNOLDS, S. J. Structural Geology of Rocks and Regions. New York: John Wiley & Sons, 1996.
- HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. An Outline of Structural Geology. New York: John Wiley & Sons, 1976.
- LOCZY, L.; LADEIRA, E. A. Geologia Estrutural e Introdução à Geotectónica. São Paulo: Edgard Blucher, 1976.
- RAGAN, D. M. Structural Geology, an Introduction to Geometrical Techniques. New York: John Wiley & Soos, 1968
- RAMSAY, J. G.; HUBER, M. I. The Techniques of Modern Structural Geology. London: Academic Press, 1987
- RANGEL, H. D.; FRANCISCO, A. L. M.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ, F. J. Bacta de Campos. Boletim de Geociéncias da Petrotrás vol. 8, n.1. Rio de Janeiro: 1994.
- SKINNER, B. J.; PORTER, S. C. The Dynamic Earth: an Introduction to Physical Geology. New York: John Wiley & Sons, 1989.
- VIANA, C. F.; GAMA, E. G.; SIMÕES, I.A.; MOURA, J. A.; FONSECA, J. R.; ALVES, R. J. Revisao estratigráfica da bacia Recôncavo/Tucano. Boletim Técnico da Petrobrás v. 14, nº 3/4. Rio de Janeiro, 1971.

20

RECURSOS HÍDRICOS

Ricardo Hillala

Em áreas de elevado risco geologico e climatológico, e amo aque as sujeitas a terremotos e vulcanismo, a agua subterrânca e uma reserva estratégica, uma vez que e menos vulnerável aos eventos catastróficos que atingem as populações.

Outro importante papel desempenhado pela agua subterrânea é sua descarga em cursos de água superficial (fluxo de base), como rios e lagos, o que permite a sua manutenção durante a época de

PCBs

2,4 D (ácido dicloro-fenoxiacético)

seca O fluxo de base pode chegar a rotalidade da vazão de um rio durante certas épucas do ano, per mitundo a utilização desse recurso superficial para os mais diversos fins, incluindo a captação para o abastecimento ou para a diluição do esgoto não tratado lançado pelas cidades. O mesmo mecanis mo garante a manutenção de áreas alagadiças, como brejos, pântanos, mangues e restingas, importantes para o equilíbrio ecológico.

Tabela 20.5 Padrão de potabilidade e classificação dos corpos de água considerando alguns compostos inorgânicos e orgânicos de risca à saúde

algi	uns compostos inor	ganicos e orga	inicos de risca á s	aúde	
COMPOSTOS	Padrão de				
INORGÁNICOS (mg/L)	Potabilidade*	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4
Amônia (NH ₄)	0,01	0,02	0,02	-	
Arsênio (As)	0,5	0,05	0,05	0,05	-
Cádmio (Cd)	0,005	0,001	0,001	10,0	*
Cromo hexavalente (Cr)	0,05	0,05	0,05	0,05	
Cianeto (CN)	0,05	0,01	0,01	0,2	
Fluoreto (F)	0,6-1,7	1,4	1,4	1,4	-
Ferro (Fe)	0,3	-			
Chumbo (Pb)	0,05	0,03	0,03	0,05	
Mercúrio (Hg)	0,001	0,0002	. 0,0002	0,002	
Nitrata (NO ₃ -N)	10	10	10	10	
COMPOSTOS	Padrão de				
ORGANICOS (ug/L)**	Potabilidade*	Cincer I	Classe 2	Classe 3	Classe 4
Benzeno	10	10	10	10	-
Ciorobenzeno	0,1				
Tetraclareta de carbono	3	3	3	3	
Clorotórmio	30				
Pentaclarofenal	10	10	10	10	
Clordano (total de isômeros)	Ø,3·	0,04	0,04	0,3	
DDT (diclorodifenil-tricloroetano	1	0,002	0.002	7	

100

0.003

0.001

0,001

20

^{*} Portaria 36 do Ministério da Saude; **A Comunidade Econômica Européia (1982) recomenda 104g/L de hidrocarbonetos dissolvidos tota sie de 0,54g/L de fenóis sintéticos

grande "planeta água" está passando sede. E incrivel imaginar que atualmente dezenas de milhões de pessoas vivam com menos de cinco litros de água por día em um planeta que possui 70% de sua superfície coberta por água. É certo que a "hidrosfera aproveitável" é suficiente para o abasteci mento de água de toda a população da Terra, mas ela e irregularmente distribuída. A água como substância está presente em toda parte, mas o recurso nídrico, entendido como um bem econômico e que pode ser aproveitado pelo ser humano dentro de custos finan cenos razoáveis, é mais escasso.

Cerca de 97,5% de toda a água na Terra são salga das. Menos de 2,5% são doces e estão distribuídas entre as calotas polares (68,9%), os aquíferos (29,9%), nos e lagos (0,3%) e outros reservatórios (0,9%). Des ta forma, apenas 1% da água doce é um recurso aproveitavel pela humanidade, o que representa 0,007% de toda a água do planeta.

O problema da escassez de água está atingindo proporções alarmantes. Em 1972, a Conferência das Nações Unidas sobre o Meio Ambiente em Estocolmo já prenunciava uma crise mundial da água. Na década de 1990, o Comitê de Recursos Naturais das Nações Unidas confirmou que 80 países, que representavam 40% da população mund al, padeciam de grave carência de água e que em muitos casos esta falta cra um fator limitante para o desenvolvimento econômico e social. A escassez de água atinge hojo mais de 460 milhões de pessoas. Se não for alterado o estilo de vida da sociedade, um quarto da população mundal sofrerá este problema nas próximas décadas.

A contaminação da agua vem crescendo assusta doramente, sobretudo nas zonas costeiras e em grandes cidades em todo o mundo. Fornecer água potáve, para todos é o grande desafio da humanidade para os próximos anos. A água de boa qualidade pode reduzir a taxa de mortalidade e aumentar a expectativa de vida da população. Segundo a Organização Mundial da Saúde, cerca de 4,6 milhões de chanças de até 5 anos de idade morrem por ano de diarrêta, doença relacionada à ingestão de água não potável, agravada pela fome e resultado da má distribuição econômica de renda. A falta de higiene associada a escassez de água e causadora de doenças como tracoma, infecção contagiosa que atinge a cómea e causa a cegueira. Estima se que meio bilhão de pessoas em países pobres sofrem deste mal. O abastecimento de água potável e o saneamento ambiental podenam reduzir em 75% as taxas de mortalidade e enfermidades da população.

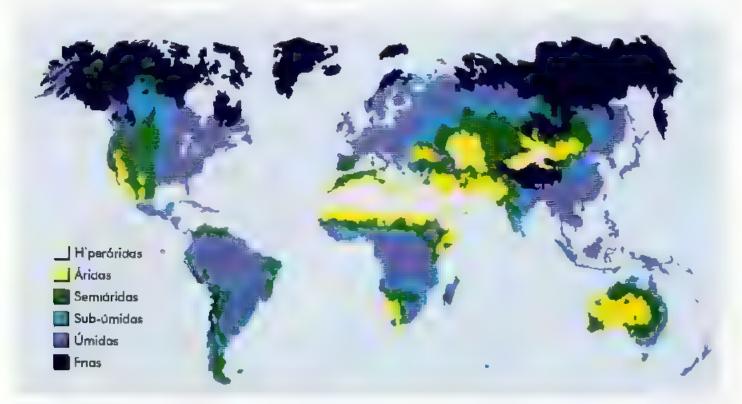


Fig. 20.1 Distribuição das regiões secas e úmidas no pianeta. Fonte: Nações Unidas, 1997

Vista déred da região de mangues na Parque Naciona do Cabo Orange (AP). Em muitos situações la água subterrânea é origem e parte dos corpos de água superficial. Por que distingui-los, se são componentes do mesmo recurso? Foto Zig Koch/Kino Arqui va

Neste capítulo veremos a situação dos recutsos hidricos no Brasi, e no mundo, sua disponibilidade, seu uso atual e as perspectivas futuras. Especial atenção sera dada à agua subterranea, à sua distribuição e aos impactos causados pela atividade humana, incluindo a contaminação e a extração excessiva.

20.1 Abundância e Distribuição da Água Doce no Planeta

Aproximadamente 72 000 km /ano de água retornam a atmosfera por evapotranspiração, dos 119,000 km³/ano da precípitação que caem sobre os conunentes (Cap. 7). Os 47,000 km³/ano restantes de agua doce que circulam pelo planeta, através do esco-

amento superficial e subterraneo representam o excedente hídrico, que é a diferença entre o volume precipitado e o evapotranspirado, e pode ser decomposto no escoamento de água superficial e subterrânea

A abundância de água em uma região é o resultado da interação entre o clima e a fisiografia. O Atlas da descrificação do Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente mostra seis diferentes divisões segundo a disponibilidade de umidade, desde hiperandas até úmidas (Fig. 20.1). As regiões como América do Sul e Ásia são aquelas onde há maiores porções de terras úmidas, enquanto os maiores desertos encon tram se no norte da África e centro da Asia. Somente na bacia do Amazonas fluem 16% da água doce do planeta e apenas a bacia do Congo Zaire representa

Tabela 20.1 Descarga dos rios dos países mais ricos e mais pobres em agua do planeta.

Pais	Descarga média: dos rios (km³/s)	Pais	dos rios (km³/s)
Brosil	6.220	Malta	15
Rússio	4.059	Goiga	46
EUA ('ncluindo Alasco)	3.760	União dos Emirados Árabes 🐇	500
Canadá	3 290	Líbia	600
Ch na	2.800	Singapura	600
ndonésia	2,530	Jordônia 🖣	680
India	1.850	larael	750
Colômbia	1 200	Chipre . 🥞	900
Poru.	1.100		
Comunidade Econômica Européia (15 países)	1 171		

Tabela 20.2 Excedente hidrico nos continentes.

Região	Precipitação (km³/ane)	Evapotranspiração (km³/ano)	Excedente Hídrice (km²/ano) ····
Europa	8 290	5.320	2.970
Ásia	\$ 32.200	18.100	14 100
África	22.300	17.700	4 600
América do Norte	18 300	10 100	8.180
América do Sul	5 28 400	16 200	12.200
Austrália e Oceania	₄ 7 080	4.570	2.510
Antártico a sa	2.310	0	2 310
िक्षि इ	119.000	72.000	47 000

Fonte, Nações Unidas, 1997

um terço das drenagens de todos os rios africanos (Tabela 20.1). As regiões semi-áridas constituem 40% da superfície continental e somam apenas 2% do escoamento hídrico superficial. Nos 9 países mais ricos em agua, incluindo Brasil, Rússia, E.U.A., Canadá, China, Indonésia, Índia, Colômbia e Peru, estao concentrados 60% do total de água doce do mundo, ou seja, um volume superior a 26.800 km²/ano.

A Tabela 20.2 detalha o balanço hídrico dos principais continentes, indicando aquetes onde o excedente hídrico é positivo.

A má distribuição dos recursos hídricos não existe apenas espacialmente. Muitas vezes várias regiões são acometidas por grandes enchentes e em outra época do ano há periodos de seca. O tempo de residência da água na superfície terrestre também acaba por li mitar sua disponibilidade. Suécia e Botswana recebem a mesma precipitação anual, mas o primeiro possui um clima úmido e o outro semi-árido. A razão desta desigualdade está nas altas taxas de evapotranspiração e distribuição irregular da chuva no país africano.

20.2 Demanda de Água

Segundo estatisticas recentes, estima-se que 9...(0) km³/ ano de água são acessíveis ao consumo humano e cerca de 3.500 km³ encontram-se armazenados em represas, somando um total de fácil acesso de 12.500 km³/ano. O escoamento superficial total é de 47.000 km³/ano, mas a expiotação dos restantes 34.500 km³/ano é difícil, custo-sa ou pode causar impactos negativos ao meio ambiente. Atualmente, 6,500 km³ de água são utilizados por ano pela sociedade para diversos fins, concentrando-se no uso predominantemente agrícola, seguido pelo industrial e urbano (Fig. 20.2).

No século XX a demanda de água aumentou em mais de seis vezes, superando em duas vezes o crescimento populacional no período. O consumo per capita do recurso aumenta geometricamente com a melhora da renda da sociedade. Enquanto um volume de 80 atros/dia é considerado suficiente para a manutenção de uma pessoa em bons raveis de saúde e higiene, a população de Madagascar sobrevive com volume per capita de 5,4 atros/dia, e um cidadão norte-americano usa quantidades superiores a 500 litros/dia, sobretu do devido ao desperdício.

O próprio crescimento populacional demanda um aumento na produção agricola. Hoje, 2.600 km³/ano de água são utilizados nas lavouras em todo o mundo.

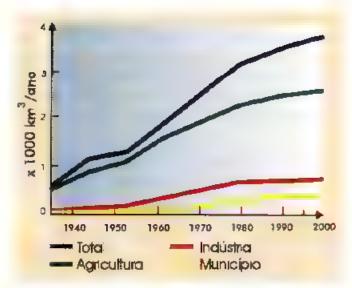


Fig. 20.2 Uso mundial de água por setores nos útimos 60 anos. Fonte: Nações Un dos, 1997

O uso da irrigação, juntamente com a introdução de espécies de alto rendimento, a utilização de fertilizan tes e agrotóxicos, tem permitido um grande tendimento das culturas. Embora ocupando somente 17% das terras agrícolas do mundo, a lavoura irrigada produz 35% da produção mundial de alimentos. A necessidade cada vez maior de água para a irrigação fez com que desde 1960 tenha havido um aumento de consumo de água em mais de 60%.

Dividindo-se globalmente a água existente no planeta por toda a sua população, não haveria escassez de água. Para o ano 2000, os aportes superficiais e subterrâneos de água poderiam fornecer cerca de 6.500 m³/ano.pessoa, ou seja 6,5 vezes mator que a quantidade mínima considerada razoável pelas Nações Unidas. Entretanto esses números são irreais, pois, além de considerarem toda a água de superfície e não aquela efetivamente disponível, não anaisa a distribuição do recurso hídrico e da população no mundo. Considerando o número de pessoas em 1995, o uso per capita de água e a classificação em emco níveis das Nações Unidas, determinou se o grau de carência de agua dos países (Fig. 20.3 e Tabeia 20.3).

Nesse cenano o Brasil é um país privilegiado, uma vez que recentes estimativas indicam que aqui correm 53% da água doce da América do Sul e 12% da vazão total mundial dos nos, ou seja, um total de 177,900 m³/s. Esta imensa quantidade de água é resultado da extensão territorial, somada ao regime climático, predominantemente equatorial e tropical úmido, com precipitações médias anuais de 1 000 a 3 000 mm/ ano em mais de 90% do territorio.

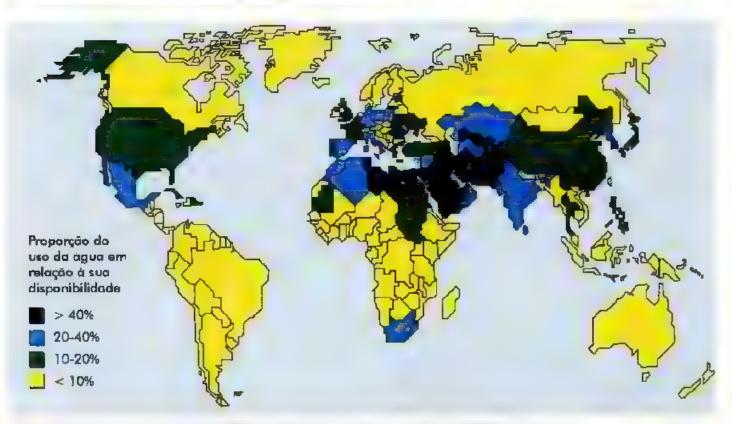


Fig 20.3 Proporção entre uso e dispon buidade hídrica no mundo. Fonte: Nações Unidas, 1997

Tabela 20.3 Classificação de Margat (1997) dos países segundo a disponibilidade e uso per capita de água em m³/ano.pessoa.

Dispenibilide	de			32.5		
Use	Muito Pobre (<500)	Pobre (500-1.000)	Regular (1,000-2,000)	Suficiente (2.000-10.000)	Rico (10.000-100.000)	Muito Rico (>100.000)
Muito Baxo (<100	Bahamas, Singapura	Quênia	Ετόρια	Gana, Nigéria	Angola,Indonésia, Zo re	Gapão
Baixe (100-500)	Argéilia	Cabo Verde	África do Sul, Líbano, Polônia, Somália	China, E liópia	Áustria, Bangladesh, Bal via, BRASIL, Calômbia, Venezuela	Guiana (Fr)
Moderado (500-1.000)	E. Árabes, Gaza, Israel, Jordânia, Tunísia	Béigico, Ucrônia		Alemanha, Espenha, França, Itália, México, Peru, Sína, Reino Unido	Abånia N Zelând a, Rúss a	Islândia
Alto (1.000-2.000)	Arábia, Saudita, Líbia	Egito	Paguistão	EUA, Filipinas, Irā	Argentina, Austrolia, Canadá, Chile	
Multo Alto (>2.000)	FLA (Beixa Colorado)			roque,	Turquistão, EUA (Colorado)	Sibéria (Russia)

Tabela 20.4 Disponibilidade hídrica social e demandas por Estado no Brasil.

Estados	Potencial hidrico (km³/ano)	População	Dispanibilidade hidrica social (m³/hab/ano)	Densidade populaciono	Utilização ut	ilização Mm % 1991
Rondônio .	150,2	1.229.306	115.538	5,81	44	0,03
Acre	154,0	483.593	351,123	3,02	95	0,02
Amazonas -	1.848,3	2 389.279	773.000	1,50	- 89 -	0,00
Roraima	372,3	247 131	1.506 488	1,21	92	0,00
Partition of the same	1.124,7	5,510.849	204 491	4,43	46	0,02
Amapá	196,0	379.459	516.525	2,33	69	0,01
Tocentins	122,8	1.048.642	116.952	3,66		
Maranhão	84,7	5.022.183	16.226	15,89	6 1	0,35
Plouf	24,8	2.673.085	9.185	10,92	101	1,05
Ceará	15,5	6.809.290	2 279	46,42	259	10,63
R Grande do Norte	4,3	2 558,660	1 654	49,15	207	11,62
Paralba	4,6	3.305/616	1.294	59,58	172	12,00
Pernambuco -	9,4	7.399.071	1 270	75,98	268	20,30
Alagoas	44	2 633 251	1 692	97,53	159	9,10
Sergipe	2,8	624.020	1.625	73,97	- 161	5,70
Bania	35,9	12,541,675	2 872	22,60	173	5,71
Minas Gerais	. 193,9	16 672.613	11 611	28,34	262	2,12
Espínto Santo	18,8	2 802.707	6.714	61,25	223	3,10
Rio de Janeiro 🔍	29,6	13.406,308	2,189	305,35 -	224	9,68
São Paulo	91,9	34.119.110	2.209	137,38	373	12,00
Paraná -	S -113,4 3 5	9 003 804	12.600	43,92	189	1,41
Sta Catarina	62,0	4.875 244	12.653	51,38	366	2,68
R.Grande do Sul	190,0 -	9.634 688	19.792	34,31	1 015	4,90
Moto Grosso da Sul	69,7	1 927 834	36 684	5,42	174	0,44
Mote Grossa	522,3	2.235 832	237 409	2,62	69	0,03
Golás	283,9	4.514.967	63 089	12,87	177	0,25
D. Federal	2,8	1.821.946	1.555	303,85	150	8,56
BRASIL	5.610,0	157.070,163	35.732	18,37	273	0,71

Fonte Rebouças, 1994

A major bacia hidrográfica brasileira é a do Amazonas, com 72% da vazão dos rios nacionais, seguida das bacias do Paraná (6,3%), Tocantins (6%), Parnaiba-Atlântico Norte (3½), Uruguai (2,5%), e Atlântico Sul e São Francisco (ambas com 1,7%).

O valor de disponibilidade hídrica social, ou seja, o total de água da descarga commental, dividido pela população no Brasil é de 35.732 m³/hab/ano (Tabela 20.4). É possível notar que somente alguns Estados do Nordeste apresentam uma disponibilidade hídrica considerada regular (1.000-2.000m³/hab/ano), pois os

outros apresentam abundáncia do recurso. Entretanto uma análise mais detalhada vai expor a catência do recurso em bacias hidrograficas específicas, como a do A.to do Tietê (SP), do Oriental Pernambuco, do Leste Potiguar (RN) e de Fortaleza (CE), por exemplo. Os Estados brasileiros de maior utilização per capita de água são Rio Grande do Sul, São Paulo, Santa Catanna, Pernambuco e Minas Gerais, e aqueles que, porcentualmente, mais utilizam o recurso hídrico total são Pernambuco, São Paulo, Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará.

20.3 Impacto das Atividades Antrópicas nos Recursos Hidricos

As extrae es desmed das dos corpos de agua e i com minicão são os dois grandes problemas que rem ocupado as atenções dos governos nas altimas decadas. O abasticimento de grandes areas metropolitanas exige que a agua seja trazida de regiões cada vez mais distantes, onerando e comprometendo os recursos hidricos. Ao mesmo tempo, tradicionalmente os rios têm servido de receptores para os lançamentos de esgotos urbanos, de lixos e de effuentes agro-industrials. Em varias regiões o meio ambiente tem sido incapaz em degradar estes contaminantes e restituir o seu equilibrio natural,

V derivação de um curso de água pode rambem comprometer a sua qualidade, ama vez que a redução na vazão do rio diminui a sua capacidade deparativa, aumentando assim a contaminação.

No Brasil os corpos de agua doce são classifi cados em cinco classes, segundo a sua qualidade ono fisico quim ca. As classes limitam a concentracao de contaminantes presentes nos efluentes ancados em nos ou infiltrades em aquíteros. Por exemplo, o chambo pode ser tolerado em ate-1,63mg/1 em corpos de classe 1 e 2 e ate 0,05 na classe 3 e praticamente sem restrição para a classe 4. A classe especial, que inclui as águas subterrâneas, é aquela em que os lançamentos de efluentes ou infiltrações de contaminantes não devem exceder is qualidades naturais do corpo receptor ou -s padrões de potabilidade humana para a água (Tab.Ja 20 5

O padrão de potabilidade e definido pelas le gislações federal e estadual, com uma serie de parâmetros físicos, químicos e biológicos e os limites máximos permitidos para o ser humano. Esse padrão é baseado em dois criterios diferentes, um que afeta a saude (toxie dade, caremogenicidade e ni tigenicidade) e o segundo, associado a valores estéticos (organo epticas). Varias são as Emitações, de ta s listas, uma vez que a quantidade de produtos gumicos comercializados hoje supera em muito is substâncias ana isadas quanto ao risco a saude e an meio ambiente

O que representa 1µg/L (micrograma por litro) de contaminação?

Alguns compostos químicos como solventes halogenados, utilizados amplamente como desengraxantes pela indústria moderna, são altamente tóxicos. O padrão de potabilidade para alguns deles não ultrapassa alguns nucrogramas por litro. Como um litro de água tem uma massa aproximada de 1 kg (densidade 1 kg/htro), pode-se dizer que 1µg/L corresponde a uma solução contendo um micronésimo de grama (0,00001g) de contaminante misturada em uma massa de 1 kg de agua. É equivalente, então, a uma concentração de uma parte por bilhão (ppb), ou seja, 1 kg de contaminante em um bilhão de kg de agua. Mas para se ter uma ideia de quão pequeno e esse valor, imagine um editicio residencial medio de 20 andares com 80 apartamentos. Se fosse possível enché-ki completa mente de água, seria necessário apenas o volume de uma xicara de chá do contaminante para se obter a concentração de 1ppb.

20.4 O Recurso Hídrico Subterrâneo

20.4.1 Ocorrência e importância da água subterrânea

Embora representem 97% da agua doce , quida deplaneta, o que por si so mostraria seu valor, as aguas subterrâneas desempenham um papel fundamental no abastecimento publico e privado em todo o mundo Estima-se que mais de 1,5 hilhão de pessoas em nucleos urbanos e uma grande parcela da população rural tenham suas necessidades supridas pelo manancial subterranço. As tende a as mundiais mostram um forte crescimento dessas est as, sobretudo em pases de economias periféricas, que estão encontrando na agua subterrânea uma alternativa de baixo custo, devido a sua facil obtenção e boa quasdade natural

O valor economico deste recurso também e grande O uso agricola na irrigação de pequenas e grandes propried des tem aumentado, permitindo a regulanzação no suprimento de agua em épocas de seca. Muitas vezes, em grandes centros urbanos, as aguas subtertuneas podem ate ter dispon bilidades volumetricas menores, em comparação aos recursos superficiais, mas o uso pe i industria e comercio tem frequentemente gerado produros de maior valor agregado.

Na América Launa, embora não existam cifras oficiais seguras do uso da água subterrânea para o abastecimento público e privado, seu papel e vital para

muitos países. A Fig. 20 4 mostra a dependência dos países do recurso hidrico subterrâneo, indicando também alguns núcleos urbanos de grande demanda.



Fig. 20,4 Importância das águas subterrâneas para o abastecimento publico na America Latina e Caribe

Em pelo menos duas das maiores concentra ções urbanas do continente americano, Cidade do México e Lima (Peru), os recursos hídricos subterrâneos suprem a maior proporção das necessidades municipais e domesticas de água potável. No caso da Cidade do México, a gigantesca cifra de 3.200 milhões de litros por dia (ML/dia) (94% do total suprido em 1982) é fornecida por um conjunto de 1.330 poços tubulares. A água distribuída na Gran de Lima, incluindo o Porto de Callao, é obtida pelo bombeamento de 320 poços, produzindo mais de 650 ML/dia. Em outras grandes áreas urbanas, incluindo Buenos Aires e Santiago (Chile), a água subterrânea proporciona uma significativa parcela do suprimento municipal de água potável.

A excelente qualidade natural aliada ao baixo custo tem justificado o crescente uso deste recurso mesmo em áreas úmidas com excedentes hídricos, como na América Central ou no Brasil, onde 35% da população fazem uso deste recurso para o suprimento de suas necessidades de água potável. No Estado de São Paulo, por exemplo, 70% dos núcleos urbanos são abastecidos total ou parcialmente por águas oriundas de aquíferos, totalizando 34% da população.

20.5 A Influência das Atividades Antrópicas nos Recursos Hídricos Subterrâneos

20.5.1 A extração intensiva das águas subterrâneas

Muito embora os aquíferos formem o maior reservatório de água potável líquida do mundo, sua distribuição não é águal no planeta. Algumas áreas possuem uma abundância deste recurso enquanto em outras é quase inexistente. O principal controle é a interação entre as características geológicas e climatológicas da área. Como visto no Cap. 7, a permeabuidade e a porosidade da rocha definem a capacidade do aquífero em transmitir, armazenar o fornecer água. O clima, na zona de recarga, val controlar os volumes ingressados de água ao aquífero, através do balanço hídrico.

Qualquer bombeamento de um poço causa al guma descida nos niveis de um aquifero. Caso a extração seja limitada, o nível de água se equilibrará em função do balanço entre a extração e a recarga. Entretanto, se a extração for maior que a capacida de de reposição de água no aquifero, o nível hidráulico continuará caindo ao longo dos anos e poderá chegar a comprometer seriamente o recurso subterrâneo.

Quando a extração de água do aquifero supera a recarga em períodos muito prolongados, ou quando o bombeamento está concentrado em uma pequena zona, ocorre a superexploração, ou seja, a retirada de água do aquifero se dá em quantidades maiores que a sua reposição, acarretando desequilíbrios no balanço entre as entradas de água no aquifero (recarga) e as saídas (extração). Devido ao grande armazenamento do aquifero, este pode ser, durante períodos específicos, explorado em volumes maiores que a sua recarga sem problemas, desde que isso ocorra de forma estudada e planejada.

As consequências da exploração trracional normalmente estão associadas aos segutntes problemas, alguns já interpretados no Cap. 7.

- redução na capacidade produtiva individual do poço ou de poços próximos, com aumento nos custos de bombeamento;
- indução de fluxos laterais de água sama da costa marítima;
- infiltração de água subterrânea de baixa quali dade advinda de outras unidades aquíferas mais superficiais;
- drenagem de rios e outros corpos de água su perficial, pelo rebaixamento do nível bidráulico do aquifero;
- subsidência do terreno, resultando em proble mas de estabilidade e danos de edificações e rede de esgoto.

20.1 Quanto de água subterrânea tem o Brasil?

Os 8 512.000 km² do território nacional podem armazenar um volume superior a 112.000 km³ de água subterrânea. Esta colossal quantidade de água podería abastecer a populaçã : do planeta durante 250 anos. Infelizmente, nem toda a agua subterrânea pode ser extraída, tampouco a sua distribuição é equitativa em todo o País. Diferentes rochas têm diferentes capacidades de armazenar e transmitir água. Em certas áreas, o regime climático limita a recarga dos aquiferos, reduzindo a sua produção. As grandes províncias hídrogeológicas do País e as suas principais características aquiferas estão na Fig. 20.5.



Provincias hidrogeológicas do Brasil

	ROVÍNCIA DGEOLÓGICA	DOMÍNIO AQUIFERO	SISTEMA AQŪ FERO PRINCIPAL	VOLUME DE ÁGUA (km²)	VAZÃO POÇO (m²/h)
ESCUDO SETEN	TRIONAL				
2 ESCUDO CENTR	ML		Zones freturades	60	~ * · 6
3 SÃO FRANCISCO	0	'			
ESCUDO ORIEN	TAL 4s Nordeste 4b - Sudeste	Area castains exposts e roches alteradas			
5 ESCUDO MERID	IONAL				
CENTRO CESTE	f die - line do Bananal 6h - Alto Xingu 6a - Chapada dos Parel 6d - Alto Paragusi	a)e	Mante de roche abrede erou festurada	10.000	5 1
AMAZONAB		Basis Sedementati do Amazonas	Parrailles After do Chião	92 500	10 - 40
B PARAIBA		Bacia Sedimentar do Maranhiko	Impequitu Cordas-Graya u Motuca Poti-Pisari Cebegan Serra Grande	17-593	18 - 100
9 PARANA		Bacu yukano Sedimentar do Parani (porção brasiletra)	Sauru Sarra Cariai Guaran (Sobusotu-Prombiška) Pro do Razino Fumets Agurdauäna	59 48G	10 - 70
COSTEIRA	10a Barreirehas	Bacia Sadimenter São Luis Bartainnip	São cuja	250	10-15
	10b Poliguer	Seota Sedimentar Poriguai Recife	Barrerati Jendarni	230	\$ 660
	10t Alagoas e Sergipe	Baoia Sedimentar Negosis Sergipe	Bertentes Maritube	100	19 35
		The etc.	Marzel Bão Sebustião	840	10 50
	10d Reconstro, Tusario a Jatoba	Segre Sedurability Jatoba Tucano Recordayo	Tage ratu		
		Jambé Tucano Recorsevo Dispésites diverses	Tager ratu Abudesa e durasa	415	2-40

Fig. 20.5 As aguas subtemâneas no Brasil Fontes DNPM/CPRM, 1983 e Rebauças, 1999

Problemas de extração não controlada em aquiferos são bastante comuns em vánas partes do mundo, como consequência do crescimento desordenado das cidades e da falta de planejamento no uso dos recursos hídricos. Em vánas cidades da Asia têm sido observadas quedas entre 20 e 50 metros nos níveis dos aquiferos. A situação mais dramatica é observada em León-Guanajuato, México, onde os níveis desceram 90 metros entre 1960 e 1990 e nos anos subsequentes a um nitino de 1 a 5 metros por ano.

No Brasil, muitos casos de perfuração descontrolada de poços ocorreram pela mexistência de dispositivos legais que regulamentem a atividade. O Código de Águas de 1934 dispunha que o dono de qualquer terreno podería se apropriar, por meio de poços ou galenas, da agua que existia em subsuperfície na sua propriedade, contanto que não prejudicasse os aproveitamentos existentes, nem derivasse a agua de seu curso natural. Somente com a Constituição Federal de 1988 e com as leis decortentes, a água subterrânea passou a ser considerada bem de domínio dos Estados, possibilitando o efetivo gerenciamento da reserva hídrica subterrânea.

Mesmo em áreas onde as propriedades contam com rede de água tratada, a perfuração de poços para uso privado é bastante comum, sobretudo para indústrias, empresas e condomínios residenciais. Esta prática é motivada pela economia direta desta fonte alternativa e/

ou pela possibilidade de contar com uma fonte adicional segura, em áreas onde o fornecimento não é regular Devido à falta de disciplina nas autorizações de perfuração e de exploração de poços na maioria dos países, a grande densidade de poços em nucleos urbanos acaba provocando problemas de superexploração e redução dramática dos níveis dos aquiferos.

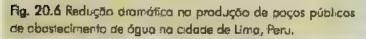
A urbanização causa a impermeabilização do solo e a expulsão das áreas verdes agrícolas em torno das cida des, o que acaba por reduzir a infiltração e a recarga do aquifero. Por outro lado, as perdas de água potávei por vazamento da rede de distribução, que facimente chegam a 45% do volume total, contribuem de forma bastante eficiente com a recarga do aquifero. Muitas ve zes, a urbanização faz com que a contabilidade hidráulica seja mais favorável ao aquifero.

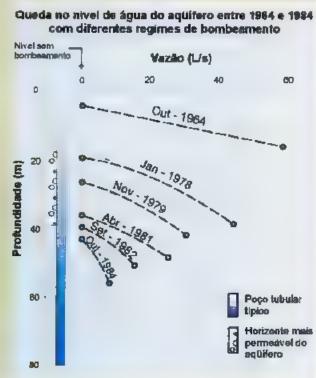
20.5.2 Intrusão salina

Nas áreas costeiras, os aquiferos normalmente des carregam suas águas no mar. Existe um equilíbrio dinâmico entre as águas subterrâneas, de baixo conteudo sauno, e as aguas salgadas que saturam as rochas ou sedimentos sob o mar. Quando este equilíbrio se rompe, através do bombeamento de poços, por exemplo, há a invasao da água marinha salina no interior do aquifero, causando a sua degradação.

20.2 Superexploração de aquifero

Na América Launa, um dos mais importantes exemplos de superexploração de aquifero pode ser observado na Área Metropolitana de Lima (Peru). Em 1985, 264 poços tubulares municipais extraíam mais de 208Mm³/a de água de um assema aquifero livre (alúviocoluvionar) de grande produtividade. A falta de planejamento de uso do recurso tem causado problemas de queda dos níveis do aquifero, que implicam poços de maior profundidade e maior dispêndio de energia elétrica. Em 1964, os níveis de água eram quase aflorantes e, em menos de 20 anos, desceram 40 metros, exaumndo os horizontes aquiferos mais permeáveis. A produção média, de 43-60L/s (154-216m³/h) por poço em 1964, caiu para menos de 25 L/s (90m³/h) em 1984 Em 1975 gastava-se 0,7 kW para produzit 1 m³ de agua e dez anos após, 0,88kW/m³ (Fig. 20.6).





A água do mar é mais densa que a água subterránea. Isto faz com que uma cunha de água salgada se posicione sob a água doce do aquifero (Fig. 20.7). Obviamente o formato preciso dessa cuntra, bem como suas dimensoes, vai depender do fluxo da agua subterránca, do gradiente hidráulico do aquifero, da variação do nível do mar, do efeito de maré, da heterogeneidade e anisotropia do aquifero e, caso exista, da intervenção do ser humano.

Na vinda do século XIX, os pesquisadores Ghyben e Herzberg, trabalhando independentemente, estabeleceram uma relação entre um aquifero livre, de porosidade primária, homogêneo e isotrópico e as aguas do mar, com um modelo hidrostático, que le vava em consideração apenas as dens.dades dos fluidos. Embora o modelo seja bastante simples, ele dá uma noção da sensibilidade deste sistema face ao bombeamento de poços na linha de costa. Segundo esses autores, o rebaixamento de apenas um metro do nível do aquifero, através da extração de um poço próximo à cunha salina, causaria uma ascensão ou intrusão de ate 40 metros da água salgada.

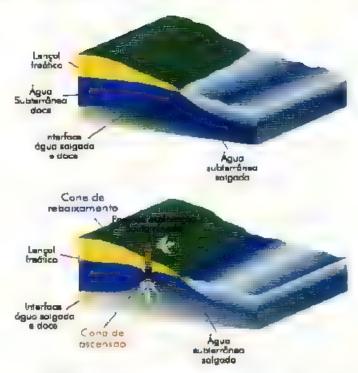


Fig. 20.7 Relação entre água subterrânea e água do mar em área de descarga de um aquifero ivre. Aextração de água sub terrânea da linha de costa acaba por chor o avanço da água salgada em subsupertície, processo chamado de intrusão sai na

Tabela 20.6 Áreas de subsidência causada pelo bombeamento excessivo de água subterrânea.

Localidade	Subsidência máxima (m)	Ares de subsidência (km²).	Principals periodas de ocorrência
lapão			
Озака	3	190	1928 -68
Tóquió	4	190	1920 -70
Межисо			
Cidade do México	. 9	130	1938 70
Taiwan			
Taipsi	1 - 3	130	1961 ~ 69
EUA			
Anzona Central	2 3	650	1948 67
California			
Vale de Sta Clara	· . 4	650 - 1	z 1920 - 70
Vate de San Joaquin	~ 3-9	4,000	1935. - 70
Languste :		400	1955. – 67
Nevada			
Los Vegos	1	500	1935 – 63
Техаз			
Houston-Gaiveston	1 – 1,5	8.860	. 1943 64
ronisiana .			
Batan Rouge	0,3	650	1934 65

A relação de Chivben Herzberg subesti na a profundidade da interface da á da sa gada. Na verdade, par ou na representação mais realista da interface devemos levar em consideração o fluvo de apar do iquiter i para o oceano, a espessura da interface igua doce agua salgada e a dispersão difusão da igua salgada no acuifero, entre outros por interios

20.5.3 Subsidências

A exploração de aquíferos de forma descon trolada em alguns terrenos sedimentares pode emasar a sua subsidencia, com serias consequências para obras civis. A Tabela 20,6 mostra os casos mais conhecidos de subsidencia no mundo

A subsidência induzida pela extração de agua subterranea ocorre mais trequentemente em quiteros espessos, compostos por sed mentos pouco consolidados, formados pela intercalação de camadas aquiferas, mais arenosas, e aquitardes (camadas de baxa permeablidade), mais argilosas. A extração de agua do aquifero se dá preferencial mente pelas camadas mais arenosas, drenando

vert calmente a açua dos aquitardes. Duas pressoituam sobre o aquiferor a pressão hidrostatica, representada pela carga hidraulica e a tensão efetivaresultante da massa de solidos que compoe as camadas confinantes do aquifero. A extração de aguareduz as pressões hidrostaticas e isto acaba poimpor ao sedimento uma carga maior (tensão efetiva), que compacta o meio aqui fero, reduzindo os espaços porosos. A compactação é pouco eficiente em materiais grossos como areias e caveal nos maior é até três ordens de magnitude mais importante em argilas.

Outro problema associado ao hombeamento de quíferos ocorre em terrenos cársticos. Neste caso, o mecanismo e mais simples e esta relacionado ao colapso de vaz os em rocha cale lia que cram par eialmente suportados pela agua no secunter or Com extração e não reposição da agua nessas cavida des, aumenta o nisco do teto ceder às pressões das porções superiores. Tal prol lema foi dramanea mente vivenciado na e dade de Cajamar, no interio de Não Paulo, na decada de 1990, conforme deta lhado no Cap.

20.3 Subsidência na Cidade do México

A Cidade do Mexico tem vivenciado sérios problemas de subsidência associada à exploração descontrolada do quetero. As casas totos foram unadas de liesmo lical, mas em catas distintis. A principal electada do 1900 e a segunda em 1995. E possive motor que a aven da, por onde circ davam es entres servicios mesmas tura de passe en escatua los axos depeis, tama escatoria de mais ce 2,5 m for construida por escator acesso no mesmo no e da estatua. A aven da abando em relição e estatua, que tem esta fundação em rochas mais estáveis e não passíveis de subsidência (Fig. 20.8).





Fig. 20 8 Subsidência na C dade do México causado pela extração de água subterrânea. Pode se notar o rebaixamento do nível da avenida em reiação á base da estátua. Fotos, Instituto Nacional de Bellas Artes y Literatura, México, e Ritirata

20.6 A Contaminação da Água Subterrânea

A água subterrânea apresenta geralmente excelentes qualidades químicas e físicas, sendo apra para o consumo humano, muitas vezes sem tratamento prévio. A contaminação ocorre quando alguma alteração na água coloca em risco a saúde ou o bem estar de uma população.

Entre os compostos inorgânicos, o nitrato é o contaminante de ocorrência mais ampla em aquiferos. As fontes mais comuns deste contaminante são os sistemas de saneamento *in situ* (fossas e latrinas) e a aplicação

de fertilizantes nitrogenados na agricultura. A grande preocupação ambiental associada ao nitrato está no fato dele possuir grande mobilidade e persistência em condições aeróbicas. Os metais pesados (incluindo cadmio, cromo, chumbo e mercúno) apresentam baixa mobilidade em muitos ambientes naturais. Este comportamento pode ser alterado sob forte mudança nas condições físico-químicas (pH e Eh). Os compostos orgânicos sintéticos são, pela toxicidade, aqueles de maior preocupação ambiental. Os padrões de potabilidade existentes não coorem a totalidade das substâncias utilizadas pela sociedade in dustrial. Isso decorre da insuficiente evidência medica que permita o estabelecimento de recomendações seguras.

Tabela 20.7 Exemplos de alguns casos de contaminação de aqüíferos envolvendo solventes halogenados altamente tóxicos em aqüíferos permeáveis.

Local e mapa da pluma contaminante 2,5 km Fluxo	Fonte provável	Contaminante predominante	Volume da pluma (litros)	Volume estimado do contaminante lançado no aquífero (litros)
Ocean City, New Jersey	Indústria Química	Tricioroetileno 1,1,1-Tricioroetano Tetracioroetileno	5.700.000 000	15 000
Mounta n View, Ca ifornia	Indústria Eletrônica	Tricloroetileno 1,1,1-Tricloroetano	6,000 000 000	9 800
Cape Cod, Massachusetts	Drenos de infiltração de esgoto	Tricioroetileno Tetracloroetileno	40 000.000 000	1.500
G oucester Ontario	Aterro sanitário	1,4-Dioxano Freon 113	102.000 000	190
	Indústna Eletrônica	1,1,1-Tricloroetano Freon 113 1,1-Dicloroetileno	5.000 000 000	130
San Lose, California Denver, Colorado	Aeroporto	1,1,1-Tricioroetano Tricioroet leno Dibromocloropropano	4,500 000,000	80

Alguns compostos orgân cos halogenados, utiliza dos amplamente como solventes e desengraxantes, e alguns hidrocarbonetos podem causar problemas irremediáveis aos aquiferos. Estes compostos sao altamente tóxicos e bastante persistentes em subsuperfície. Devido a suas caracteristicas físicas, os primeiros são geralmente mais densos que as águas (DNAPL: dense non-aqueous phase tiqued) e os outros, rocnos densos (LNAPL: light non-aqueous phase liquid). Como apresentam batxa solubilidade geralmente acabam por criar uma fase imiscível que afunda ou flutua no aquifero, de acordo com o composto. A remoção total desses compostos em meios porosos, principal mente quando frações argilosas estão presentes, é praticamente impossível. Não existe ainda tecnologia disponível que permita que aquíferos seriamente con taminados por esses produtos sejam remediados. A preocupação ambiental ainda é maior quando se venfica que pequenas quantidades desses líquidos podem gerar grandes volumes de aquiferos contaminados, conhecidos como plumas contaminantes (Tabela 207). Um exemplo impressionante foi o ocorrido em San Jose (Califórnia, EUA), onde apenas 130 Ltros de solventes geraram uma pluma de 5.000 000.000 litros

Outros contaminantes bastante comuns nas águas subterrâncas são os microorganismos patogénicos, incluindo as bactérias e vírus. Para a medição da qua Ldade da água tanto superficial como subterránea, é usado o padrao de contagem de conformes. Embora estas bactérias sejam mofensivas ao homem, elas são usadas devido a sua grande abundância nas fezes de animais. Portanto a detecção de coliformes nas águas é um indicador de contaminação recente.

Embora esse padrão seja mundialmente aceito e disseminado, para as águas subterrâneas ele é bastante limitado. Essas bactérias sobrevivem em aquiferos, em media uma semana, contra mais de 200 dias de alguns vírus parogênicos, fazendo com que muitas vezes a sua ausência não exclua problemas de qualidade da água por outros microorganismos parogênicos mais persistentes.

Eventualmente, a contaminação das águas subterrâneas pode ocorrer por mecanismos naturais. A interação entre a água e a rocha faz com que a água se eniqueça de certas substâncias, atgumas das quais em concentrações que a tornam não potável. Estes problemas, embora não tão comuns, ocorrem em aquíferos onde a matriz mineral apresenta concentração elevada dessas substâncias e o ambiente frequentemente propieta a sua solubilização. Os contaminantes mais comuns são ferro, manganês e flúor, e em concentrações menores arsênio, cromo, cádmio, níquel, zanco, cobre, entre outros.



Fig. 20.9 Perfi de degradação do solo e zona saturada e não saturada. A espessura da inha corresponde a maior ou menor atuação do processo na cada.

Uma das mais graves contaminações de origem natural, envolvendo arsênio, ocorreu em Bangladesh, Um programa coordenado pelas Nações Unidas perfurou milhares de poços nos vales deltaicos daquele país, como alternativa para o abastecimento de água de população ali residente, que anteriormente extraía agua diretamente de rios contaminados. A expioração dos aqüíferos rebaixou os níveis freáticos, que induziu a oxidação do sedimento. Esta alteração do ambiente físico-químico acabou por solubilizar o arsênio, que contaminou milhares de pessoas causando problemas graves de saúde.

Água subterrânea contendo elevada concentração de flúor tem sido detectada na bacia sedimentar do Paraná. Vários poços, inclusive de grande profundidade explorando o Sistema Aquífero Guarani (formações Botucatu Pirambóia), estão inoperantes ou sendo sub utilizados por esta razão. Embora vários estudos tenham sido realizados, ainda existem muitas dúvidas sobre a origem desse fon na água

O solo participa ativamente da atenuação de muttos, mas não todos, contaminantes da agua subterrânea. O processo de atenuação continua em menor grau na zona não-saturada, especialmente onde sedimentos não consolidados, em oposição a rochas fraturadas (pou co reativas), estão presentes (Fig. 20.9). Tanto o solo como a zona não-saturada são a primeira linha de defesa natural contra a poluição da água subterrânea, listo ocorre não somente pela sua posição estratégica, mas tambem pelo ambiente mais favorável à atenuação e eli ninação de poluentes e pela presença de grande quantidade de microorganismos.

A água na zona não-saturada movimenta se normalmente de forma lenta, restrita aos menores poros. As velocidades geralmente não excedem a 0,2m/dia em curtos períodos de tempo e menores ainda para períodos mais longos. As condições químicas geralmente são aeróbicas e frequentemente alcalinas, permitindo:

- a) interceptação, sorção e eliminação de microorganismos patogenicos,
- b) degradação da carga de metais pesados e outros químicos inorgânicos, através da precipitação (como carbonatos, sulfatos e hidróxidos), sorção e trocas iônicas e
- c) sorção e biodegradação de muitos hidro carbonetos sintéticos e naturais.

Tais processos continuam, em menor grau, na zona saturada. Nesta zona a redução das concentrações ocorre principalmente pela diluição, resultado da dispersão que acompanha o fluxo da água subterrânea.

A atenuação de contaminantes não é a mesma para todos os aquíferos. Algumas unidades oferecem melhor proteção que outras, devido às características litológicas e hidráulicas da zona não-saturada ou do aquitarde. Desta forma, a vulnerabilidade à poluição de um aquífero é uma característica intrínseca que determina a sensibilidade do aquífero em ser contaminado.

20.6.1 Causas Antrópicas da Poluição de Aquiferos

Uma lista das principais fontes potencialmente contaminantes é apresentada na Tabela 20.8. As atividades mais importantes no contexto latino americano são os sistemas de saneamento in situ, ou aquelas que infiltram os efluentes diretamente no solo, como de posição incorreta de residuos sólidos, vazamento de postos de gasolina, entre outras.



Fig. 20.10 Contam nação da água subterrânea por fassas sépticas e negras

Áreas urbanas sem rede de esgoto

Sistemas *în situ* de esgotamento satutário, como fossas sépticas, latimas, fossas ventiladas e secas, entre outras, são adequadas para a disposição de efluentes domésticos em zonas rurais, vilas e pequenas cidades a um custo bastante reduzido, comparativamente a redes de esgoto e estações de tratamento de efluentes.

Os efluentes domésticos municipais possuem ele vadas concentrações em carbono organico, cloreto, nitrogênio, sódio, magnésio, sulfato e alguns metais, incluindo ferro, zinco e cobre, além de concentrações variadas de microorganismos patogênicos. Destes com postos, os que apresentam os maiores riscos a agua subterrânea são o nitrogênio e os microorganismos patogênicos (Fig. 2010).

Tabela 20.8 Atividades antrópicas potencialmente poluidoras do aquífero, mais comuns na América Latina.

do aquifero, mais comuns na América Latina.			
Atividades	Característica de Distribuição		
URBANA (a)			
Saneomento in silu	₀/r P-D		nto
Lagoas de oxidação	u/r P		ofnm
Lixiviados de ixões/aterros sanitários	c/r P		oshm
Tanques de combustível	u/r P-D		0
INDÚSTRIA			
Vazamento de tanques/tubos(b)	L P.D		o h
Derramamento acidenta	↓ P-D		o h
Lagoas de effuentes	υp		o h s m
Listinado de resíduos sólidos (chorume)	u/r₽		ohsm
AGRÍCOLA (e)			
- Áreos de cultivo			
- com agraquímicas	rÐ		no
- e com Irrigação	rD	-	nos
- com lados/residuos	rD		nos
я - Beneficiamento de gado e animais			
lagoas de effuentes sem revestimenta	r P		fon
		-	

- (a) Pade incluir componentes industriais
- (b) Pade também ocorrer em áreas não industriois
- (c) Intensificação apresenta aumento no risco de contaminação
- u/r Urbano/Rura P/L/D Pantual/I near/difuso
- n Nutrientes

- f Patógenas fecais
- Compostos orgânicos sintéticos e/ou carga orgânica
- Salinidade
- m Metars pesados
- h Hidrocarbonetos

Compostos nitrogenados nos dejetos humanos podem causar uma persistente e extensa contaminação em aquíferos freáticos em zonas urbanas e per urbanas. Por exemplo, uma área de densidade populacional de 20 pessoas por hectare pode gerar uma carga de 100 kg/ha/ano de nitrogênio que, se oxidado por 100 mm/a de infiltração de água de chuva, poderia resultar em uma recarga local ao aquifero de 100 mg/L de nitrato, ou seja, quase 10 vezes maior que o padrao de potabilidade aceito para agua. Na prática, a proporção de nitrogênio depositado que será lixiviado é desconhecida, bem como a sua diluição e redução química, devido a vários processos que ocorrem em subsuperfície. Entretanto, o exemplo demonstra que áreas sem rede de esgoto, mesmo em climas bastante úmidos, podem ser alvos de contaminações significativas. Em arcas mais secas, onde o fluxo regional é menor, a concentração do contaminante na água infiltrada pode ser ainda ma.or

Atividades industriais

A atividade industrial contamina os aquiferos quando seus efluentes líquidos, gasosos e residuos solidos são

depositados (estocados) moorretamente (Fig. 20.11). O armazenamento de matérias primas também poderá contaminar o solo e as águas subterraneas.

Não são necessariamente as indústrias causadoras dos majores problemas das águas superficiais que representam o maior perigo para as águas subterrâneas. O lançamento de efluentes com altos valores de DBO (demanda bioquímica de oxigênio), que causa a mor talidade de peixes na água superficial, representa uma menor preocupação aos aquíferos, devido à alta capacidade depurativa do solo em relação a este contaminante. Da mesma forma, pequenas indústrias e oficinas mecânicas que manusciam compostos toxicos sem muito cuidado podem causar sérias contaminações ao subsolo, sem atingir contudo os corpos de água superficial. As dificuldades na .dentifi cação e fiscalização desses pequenos empreendimentos complicam a implementação de programas eficazes de proteção das águas subterrâneas.

Uma pratica muito comum é a utilização de lagoas para a estocagem, manuseio, evaporação, sedimenta ção e oxidação de efluentes industriais e sanitários. A grande maioria dessas lagoas tem uma base em terre-

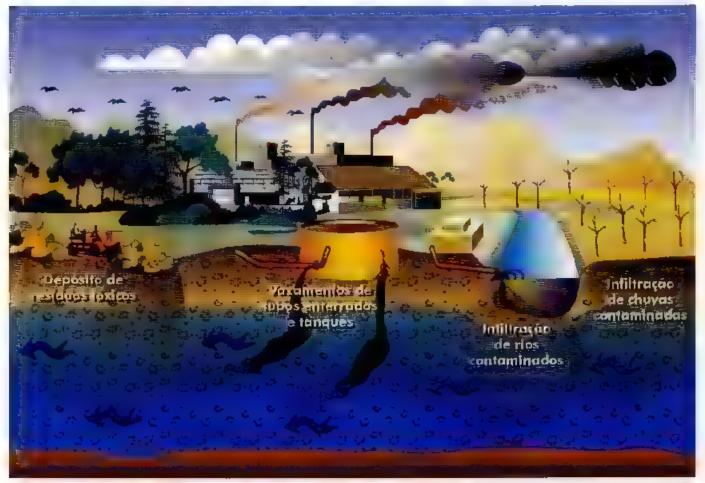


Fig. 20.11 Contaminação da água subterrânea pera atividade industrial

no natural, que, em certo grau, é impermeabilizado pela compactação ou pela sedimentação dos sólidos trazidos pelos efluentes. Tal condição, entretanto, não é capaz de evitar uma infiltração, que em alguns casos é maior que 20 mm/dia, e a frequente contaminação de aquiferos.

Residuos sólidos

A deposição de residuos soudos de origem do mestica ou industrial tem causado muitos incidentes de contaminação na água subterrânea em nosso País, especialmente quando feita sem controle e quando a deposição, que muitas vezes envolve líquidos perigosos, é realizada em locals hidrogeologicamente vulneráveis (Fig. 2012). No passado, vários resíduos foram enterrados para evitar a contaminação de águas superficials e a exposição ao ar livre. Hoje, muitos destes depositos estão polundo os aquíferos.

Em vános casos, residuos industriais perigosos, que podem conter metais pesados e solventes orgânicos, são colocados em áreas destinadas aos residuos domesticos. Outras vezes, a deposição clandestina de substâncias tóxicas, comum em muitas regiões, difi

culta a avaliação precisa dos riscos para o aquifero e da qualidade dos líquidos que percolam através do lixo (chorume)

A construção de aterros de residuos sé lidos tem de obedecer a normas minimas, regidas por legislação. A obra deve ser bem localizada em relação aos aquiferos existentes e aos corpos de água superficial. Atualmente, estudos hidrogeológicos prévios são necessários e, quando da construção, é exigida uma camada inferior impermeavel de argila de 0,6 a 1,5m de espessura e um recobrimento diário de 0,1 a 0,3m de solo compactado. Algumas vezes é necessaria a colocação de camadas de material sintético, de grande resistência mecânica e química, para garantir a completa vedação hidráclica do empreendimento. Drenos superficiais são necessários para escoar águas de chuva, e diminuir a infiltração no nucleo do aterro.

Atividades agricolas

Como consequência do aumento do uso de fertilizantes inorgânicos, depois da II Guerra Mundia., muitos solos, anteriormente pobres em nutrientes, passaram a conter intermitentemente excessos de sais,



Fig. 20.12 Como mação da água su 👀 à eu pelo deposição incorreta de resíduos sóndos e pelas perdas da rede de esgoto

compostos nitrogenados e outros produtos que, uma vez mobilizados pela água infiltrada, podem atingir os aquiferos. Senos problemas associados aos ferulizantes nitrogenados são observados em varias partes do mundo, inclaindo nos países do oeste europeu e na América do Norte (Fig. 20.13).

O comportamento pouco conhecido de agrotoxicos (herbicidas, inseticidas, fungicidas, acaricidas, entre outros) em subsuperficie, associado às baixas concentrações e à sua ampla aplicação, faz da atividade agrícola uma das mais difíceis de serem avaliadas em termos de riscos indrogeológicos. Com as facilidades analíticas das insutuições de controle ambienta, iniciou se uma ampla monitoração da água subterrânea em muitos paises da América do Norte e Europa na década de 1990. Os resultados mostram que mais de 70 agrotóxicos foram detectados, mas na maiona dos casos, em concentrações seguras, inferiores 208 padrões de potabilidade. O numero de trabalhos desenvolvidos amda é insuficiente para per mitir a caracterização satisfatória de impactos causados por agrotóxicos, fazendo com que estes contaminantes merecam estudos mais detalhados.

Extrativismo mineral

A extração de minérios que mais preocupa os recursos hídricos subterrâncos está ligada aos bens minerais metálicos, à exploração de petróleo e gás e a algumas substâncias não-metalicas muito solúveis. Estes materiais representam pengo para os aquiferos devido às suas ca racterísticas de solubilidade e toxicidade ou por estarem associados a processos de beneficiamento que podem gerar substâncias pengosas.

Mesmo quando o bem mineral explorado repre senta pouco risco hidrogeológico, podem ocorrer impactos sobre a água subterrânea devido a perturbações hidráulicas, diretas ou indiretas, deposição de líquidos com alto conteúdo saino ou lixiviação do material estéril removido durante a extração. Quando campos de petróleo e jazidas de bens minerais estao localizados sob aquiferos importantes, deve haver um cuidado especial durante a construção de obras de acesso à mina ou dos poços de petróleo para isolar os aquiferos mais importantes.

Os bens mmerais não-metál cos, por exemplo, de emprego imediato na construção civil, apresentam

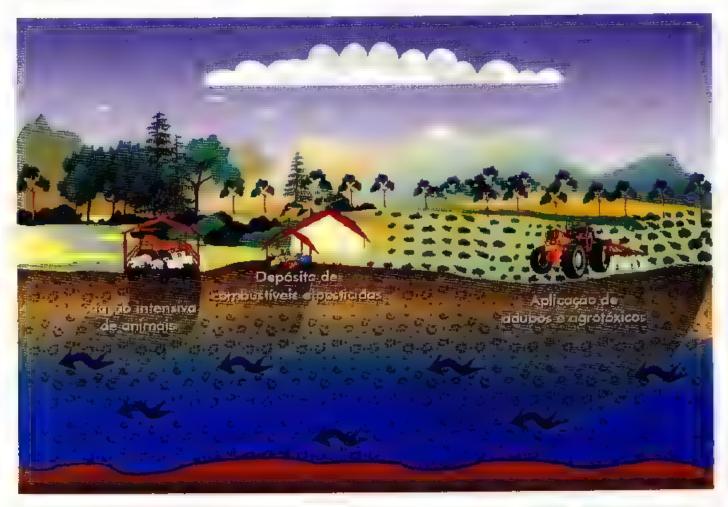


Fig. 20.13 Contaminação da água subterrânea em area agricola, provocada peta 🕡 🗰 Le fertilizantes e agrutóxicos

baxo potencial gerador de cargas contaminantes, uma vez que compreendem substâncias não-perigosas e multas vezes inertes. O risco maior está relacionado à remicião do solo e da camada não-saturada, expondo multas vezes o nível freático, o que não só reduz a capacidade de degradação dos contaminantes no per fil geológico como aumenta a vulnerabilidade do aquífero à poluição.

Acidentes ambientais e tanques enterrados

Um dos mais frequentes casos de contaminação de aquíferos em centros urbanos refere se a tanques enterrados contendo líquidos pengosos, incluindo os combustíveis. Estatísticas na Holanda, por exemplo, mostraram que até o ano de 1985, os postos de serviço foram responsáveis por mais de 30% dos casos de contaminação, seguidos de perto pelos resíduos sólidos, muito embora não fossem os casos mais graves de degradação de aquiferos naquele país.

O grande número de contaminações por postos de serviço decorre da quantidade de empreendimentos, da estocagem de produtos perigosos e altamente tóxicos, que mesmo em pequenas perdas causam potencialmente grandes plumas contaminantes, da dificuldade da detecção de vazamentos em tanques subterráneos e da falta de fiscalização adequada. Atualmente, em áreas de maior risco ambiental, vários tanques tradicionais estão sendo substituídos por tanques de paredes duplas, com detectores de fugas e poços de monitoração.

O vazamento de tanques e tubulações, choques de caminhões transportando compostos perigosos, faita de cuidado na carga e descarga de produtos são alguns dos possíveis vetores de contaminação.

20.7 Proteção das Águas Subterrâneas

O uso cada vez mais intenso e extensivo das aguas subterrâneas em todo o mundo, decorrente da sua grande disponibilidade, menores custos de produção, distribuição e qualidade natural normalmente excelente, está levando a sociedade a se preocupar mais e mais com este recurso. A implementação de programas de proteção da quantidade e qualidade da água é bastante recente no mundo, mas apenas incipiente em paises de economias periféricas, como o Brasil

O ditado popular "E melbor prevenir que remediar" é diretamente aplicavel às águas subterrâneas. Como visto neste capítulo, uma forte contaminação por substâncias altamente tóxicas e persistentes pode tornar um aquifero irrecuperável em sua qualidade natural. Estudos para caracterizar a contaminação de um aquifero podem facilmente alcançar centenas de milhares de dólares enquanto sua recuperação, que muitas vezes é pouco eficiente, frequentemente demanda dezenas de milhões de dólares. Da mesma forma, a intensa ocu pação territorial, associada ao uso da água subterrânea torna o gerenciamento do recurso complexo. Definir programas de proteção é portanto permitir o uso ra cional e sustentável da maior reserva de água doce da Terra, em termos quantitativos e qualitativos.

20.7.1 Assegurando a quantidade das águas subterrâneas

O grande problema no gerenciamento da quantida de dos recursos hidricos subterrâneos é estabelecer o volume total explotável de um aquifero ou parte dele, sem que isso esgote o recurso. A estratégia mais comum é controlar a perfuração de novos poços e o regime de extração em áreas mais criticas, sempre baseada na recarga do aquifero, no rebaixamento causado pela nova obra de captação, nos outros poços existentes, no uso previsto para a água e em outros impactos secundários. Em áreas de baixo uso, as restrições poderão ser menores. O procedimento de aprovação de licenças de perfuração e outorga do recurso poderá favorecer o planejamento racional de ocupação territorial.

Para se determinar a disponibilidade de água de um aquífero para um uso qualquer é importante definir as suas reservas, ou seja, a quantidade de água armazenada no substrato rochoso ou no sedimento passível de ser utilizada pelo bombeamento de um poço ou grupo de poços. A reserva permanente é o volume total de água que pode ser extraido de um aquifero utilizando tecnicas convencionais de bombeamento. A reserva reguladora ou dinâmica corresponde à parcela da água infiltrada no solo, a partir das chuvas, acrescida da água infiltrada artificial mente, a partir das perdas das redes de distribuição de águas e esgoto, ou seja, o próprio volume de recarga do aquifero. E finalmente, a reserva explotável corresponde a uma fração da reserva reguladora (usualmente de 25% a 75%), enrendendo-se que extrações maiores que esta fração comprometeriam o recurso-

Em algumas áreas, mesmo que respeitando as reservas explotáveis, a extração efetuada por um conjunto de poços pode, através do rebaixamento conjunto, comprometer o aquífero. Isto ocorre pois o conceito de reserva expiotavel e definido para o aquifero todo e não para problemas de interterência entre poços, onde a distância entre as obras de captação deve ser considerada. Neste caso, a autorização para a perfuraão, concedida pelo orgão de gestio do recurso hidrico deverá verar a construção de novos poços, apoiado em critero is de importancia do usuano e estudos pre vios da hidráulica do aquífero.

20.7.2 Assegurando a qualidade das águas subterrâneas

Vanalise das estrategias de proteção de qualidade de aquiferos em varios países revela duas linhas basicas de ação, maitas vezes independentes e baseadas no contre le do uso da terra. A primeira l'inha restringe a ocupação do terreno a partir de cartas de vulnerabilidade a politição do aquífero, probíndo ou autorizando a instalação de novas atividades potencialmente contaminantes segundo áreas de alta ou baixa valnerabilidade. A segunda unha se baseia no estabe ecimento de zonas ao redor de paços ou fontes de abastecimento com diferentes graus de restrição de ocupação, a partir da dentificação de contribuições de agua parso poce ou fonte (parte da area de recarga do aquifero), conjuntamente com o tempo de transito e o comportamento hidraulico do aquifero. Esta estrategia se apoia na ideia de que quanto mais proxima a ativicade do poco, maior il perigo de contaminação. (Fig. 20.14).

Quando o poder publico estabelece o zoneamento e o oficial za por meio de um instrumento legal, este zoneamento é chamado **perímetro de proteção de poço** (PPP).



Fig. 20 14 Conce to de perímetro de proteção de poço. Contro e da atividade antropica em relação à proximidade do poço e da sua zona de contribilidade de de contribilida

Os PPPs sao mais eficientes em aquíferos simples homogêneos e isotrópicos e em pequenas areas. A gran de densidade de poços explorados de forma irregular dificulta a definição das zonas a serem protegidas. A estrategia de mapas de vulnerabilidade é melhor em áreas maiores, com a anaiste de um numero relativamente grande de atividades potencialmente contaminantes e com a existência de ama quanticade reduzida de informação ou grande compleidade hidrogeo ogica. Esta tecnica e mais adequada para pla nejar o laso e oclupação do solo e estabelece prioridades de ação para a proteção do recurso, base ado no reconhecimento de areas ou atividades de maior pengo de degradação de aquiteros.

O planejamento de uso do solo pode se dar de três formas, de acordo com a existência de fontes de contaminação antropica: em areas onde ja se comprovou a contaminação de aqui cros por uma atividade específica (fontes herdadas), em areas onde novas atividades potencialmente contaminantes serão instaladas e em áreas onde a ocupação ja neorieu, porem não foram detectados problemas de contamina-

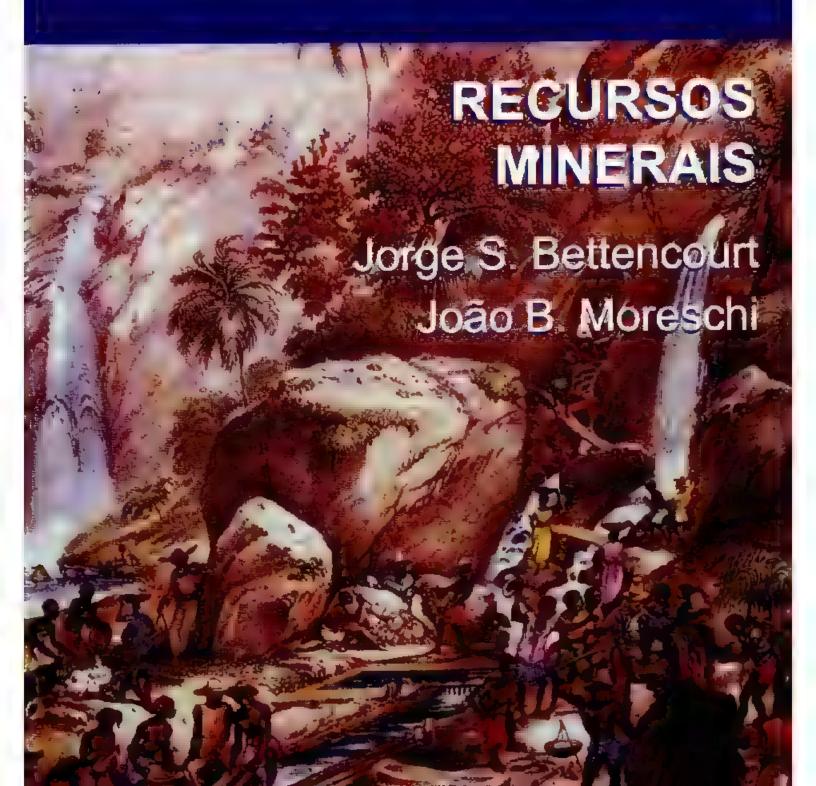
Linizonas altamente orbanizadas e industrializadas ou com intensiva atividade agricola, a prioridade sera na iden uficação de áreas ou atividades que apresentem os maiores riscos a política dos aquíferos. Para isto precisam ser dentificadas e cadastradas as atividades antropicas e es tes dados confrontados com uma carta de vulnerabiadade à políticão de aquíferos ou com a localização das zonas de captura de poços e seus perimetros de protecão. O pengo maior será definido pera atividade que apresente maior potencial contaminante e que este a locaça em area de elevada vulnerabilidade do aquífero ou mais proxima de poços importantes. Fan a el sidegradadas de aquífero

o meio ambiente. Este critério deverá nortear a decisão da remediação do aquitero e o graia de limpeza que se quer atingir. No terceiro caso, em áreas novas onde se planeja ocupar o solo, a implementação de atividades de reconnecido po tencial poluente devera ser precedida por estudos de impactos ao meio ambiente específicos, para definir as restrições que deverao ser impostas atividade.

I m sum i chave para o sacesso da qualcuer programa de mane,o e proteção dos recursos bidricos e a participação dos envolvidos, incluir do a sociedade civil, o contaminador e o I stado, agraves de sea órgão de controle ambiental

Leituras recomendadas

- CUSTODIO, E.; LLAMAS, R. Hidrologia Sutterrânea, Barcelona: Omega, 1981.
- FEITOSA, F.; MANOEL FILHO, J. Hidrogeologia: Conceitos e Aplicações. Fortaleza: CPRM, 1997.
- FOSTER, S.; VENTURA, M., HIRATA, R. Contaminación de las aguas subterráneas; un enfoque ejecutivo de la situación en América Latina y el Caribe en relación con el suministro de agua potable Lama: CHPIS Technical Paper, 1987
- FREEZY, R. A.; CHERRY, J. A. Groundwater Englewood Cuffs: Prentice Hall, 1979.



em os recursos m.nerais, a humanidade não teria como subsidiar seu crescente desenvolvimento tecnológico. A aplicação de técnicas modernas, por vezes altamente refinadas, permitiu lhe descobrir, obter e transformar bens minerais em bens manufaturados que tornaram a vida mais confortável. Nos primórdios da civilização, nós, humanos, utilizamos lascas de quartzo para confeccionar nossos instrumentos rudimentares de caça ou luta e hoje ainda utilizamos este mineral para produzir objetos sofisticados como trans.stores ou fibras ópticas.

Daquela epoca até hoje, uma diversidade de tipos de minerais e rochas vem sendo usada em quantidade crescente. As substâncias minerais, sejam metálicas, nãometálicas, combustíveis fósseis ou pedras prectosas, passaram a fazer parte inalienável de nossas vidas. Essa dependência, às vezes imperceptível, mantém e aprimora nossa qualidade de vida.

Volumes gigantescos de bens minerais estão sendo rapidamente extraídos de seus depósitos, o que pode levar à escassez ou mesmo exaustao dos mesmos. A demanda de bens minerais pelas futuras gerações é pauta de estudos dos governos, pois as acumulações econômicas de substâncias minerais uteis constituem porções muito restritas da crosta terrestre. Além dis so, para a formação de qualquer bem mineral é necessário um período de tempo muito maior do que aquele decorndo desde quando começamos a utilizar as primeiras lascas de quartzo.

A conservação do recurso mineral, ou seja, fazer dele um uso adequado no atendimento de nossas necessidades e evitar os excessos de um consumo ambicioso, é uma atitude necessária para garantir o suprimento de insumos minerais praticamente imprescindíveis à manutenção de uma forma de desen volvimento sustentável. Dentro dessa perspectiva, muitos metais são atualmente obtidos por meio de técnicas de reciclagem, a partir de bens manufaturados sucateados, assim como outros, menos abundantes na natureza, são substituídos por metais mais abundantes. Essa atitude permitirá que preservemos por mator tempo os recursos minerais, diminuíndo assim o impacto ao meio ambiente.

Neste capítulo abordaremos de forma ampla vários conceitos básicos relativos aos diferentes tipos de depósitos minerais. De início, procuraremos olhar o depósito mineral do ponto de vista essencialmente geológico, mostrando como e porquê ele se forma, diferenciando-o das demais tochas que o envolvem, caracterizado por quantidades ele vadas de um ou mais minerais úteis. Veremos que os depósitos minerais são formados por processos geológicos comuns, discutidos em capítulos anteriores

Prosseguremos comentando seu papel importante como fonte comercial de minerais e materiais rochosos necessários à fabricação de uma infinidade de produtos industriais, assim como apresentando noções sobre sua extração e aplicações. Também des creveremos simplificadamente como os depósitos minerais são gerados.

Certamente, a partir deste ponto estaremos convencidos de que as ocorrências de substâncias minerais úteis, alem de poderem constituir porções muito restritas na crosta terrestre, estão bastante espalhadas ao redor de nosso planeta e constituem recursos naturais finitos. Dessa forma, indicaremos em linhas gerais as ações necessárias à procura, descoberta e reposição de novos recursos minerais.

Por fim, esboçaremos um panorama sobre a situação mineral brasileira, enfocando aspectos de reserva, produção e comércio de suprimentos minerais.

21.1 Depósito Mineral: Conceitos Básicos

21.1.1 Recursos e reservas minerais

A expressão recursos minerais qualifica materiais rochosos que efetiva ou potencialmente possam ser utilizados pelo ser humano. Costumeiramente, representam desde porções relativamente restritas até grandes massas de crosta terrestre e a própria rocha ou um ou mais de seus constituintes — minerais ou elementos químicos específicos — despertam um interesse utilitário.

Identificado Demonstrado Medido Indicado RESERVAS RECURSOS Grau crescente de conhecimento geológico

RECURSOS MINERAIS TOTAIS

Fig. 21.1 C assiticação de recursos minerais. Fante: US Geological Survey Bull. 1450 A, 1976

Os recursos minerais podem ser distinguidos em diferentes classes, correspondentes a volumes rochosos discriminados de acordo com o grau de conhecimento geológico e técnico-econômico de suas diferentes porçoes (Fig. 21.1). Assim, a reserva mineral, como parte do recurso mineral, representa volumes rochosos com determinadas características indicativas de seu aproveitamento econômico. Por sua vez, a reserva mineral pode ser distinguida em três classes de reserva: Inferida, indicada e medida, que refletem nesta ordem o nível crescente de pesquisa e enhecimento do depósito.

O estudo detalhado de um recurso ou reserva minerais pode levar à viabilidade tecnica econômica de um depósito mineral. Este, como um objeto geológico, é uma massa ou volume rochoso no qual substâncias minerais ou quimicas estao concentradas de modo anômialo, quando comparadas com sua distribuição média na crosta terrestre, e em quantidade suficiente para indicar um potencial mineral econômico. Quanto maior for o teor, que é o grau de concentração dessas substâncias no depós to mineral, mais valioso será, pois somente a partir de um valor mínimo de teor é que suas substâncias uteis poderao ser extraídas com lucro. Assim, comumente se utili-

zam os termos jazida mineral e minério para designar o corpo mineral de onde suas substâncias úteis possam ser economicamente extraídas.

A identificação de um depósito mineral frequentemente se inicia com o exame do indicio mineral ou da ocorrên da mineral. Essas expressões são praticamente equivalentes e, em essência, referem-se a concentrações usualmente superficiais de um ou mais minerais úteis para indicar a localização de um deposito mineral.

21.1.2 Como nasce um depósito mineral

As substâncias minerais, salvo taras exceções, estão presentes em seus depositos em concentrações super ores àquelas com que participam na composição química média da crosta terrestre (Cap. 5), ou seja, acima de seu *clarke* (Tabela 21.1).

A razão entre o conteúdo (teor) de uma substância num minério e seu *darke* é o chamado fator de concentração (f.c.).

f.c. = conteúdo no minério/clarke

Tabela 21.1 Conteúdos méd os de alguns metais na crosta continental (clarke) e em seus depositos minerais (teores aproximados). 1 ppm = 0,0001%

Metal	Clark (ppm)	Teores aproximados (%)		
		minimo 🤏	médio	
alumínio	82.300	17	22	
ferro	56.300	20	40	
tilâno	5.650	3	7	
manganês	1.000	7	2 0	
zircônio	165	→	0,5	
vanádie	120	0,12	0,2	
cromo	102	7	30	
níquel	84	0,25	1,1	
zinca	70	1,5	4,5	
cobre	60	0,35	1,0	
cobalto	25	0,1	0,3	
nióbio	20	0,34	0,6	
chumbo	14	1,5	3,5	
tória	9	0,01	0,05	
urânio	3	0,005	0,13	
estanha	2 3	0,1	0,4	
arsēnio	8,1			
t⊳ngstên o	1,2	0,1	0,4	
antimônia	0 2	0,5	1,2	
ouro	0,004	1 (ppm)	ő (ppm)	

Fonte PLoznicka, 1985

Assim, nos casos do Al e do Pb, de acordo com os valores da Tabela 21.1, teríamos

f.c._{AJ} =
$$22\% / 8,2\% \approx 2 \text{ a } 3$$

f.c._{Pb} = $3,5\% / 14\text{ppm} \approx 2.500$

Uma vez que a abundância dos elementos é vanável na crosta terrestre, assim como há minérios que exigem maior ou menor conteúdo da substan cia út l, o valor do fator de concentração pode variar amplamente (Fig. 21.2).

O fator de concentração pode ser aplicado para estimar o grau de facilidade com que os depósitos minerais podem ser formados. Pelos valores dos fatores de concentração, podemos entender que,

para a formação de uma jazida de flúor ou de estanho, estes elementos deverão ser concentrados, respectivamente, em 200 e 2.000 vezes em relação as suas concentrações médias na crosta terrestre (clarke) ou a uma particular fonte com conteúdos de flúor e estanho iguais aos da crosta (Tabela 21.2).

Como diferentes tipos de rochas contêm diferentes quantidades de um mesmo elemento químico (ver Cap. 5), podemos dizer que as rochas onde o elemento está originalmente mais concentrado seriam as mais adequadas como fontes de depósitos minerais. Para a geração de um depósito de chum bo, por exemplo, cujo clarke é 14ppm, os fatores de concentração devem ser de cerca de 4.0.000 para

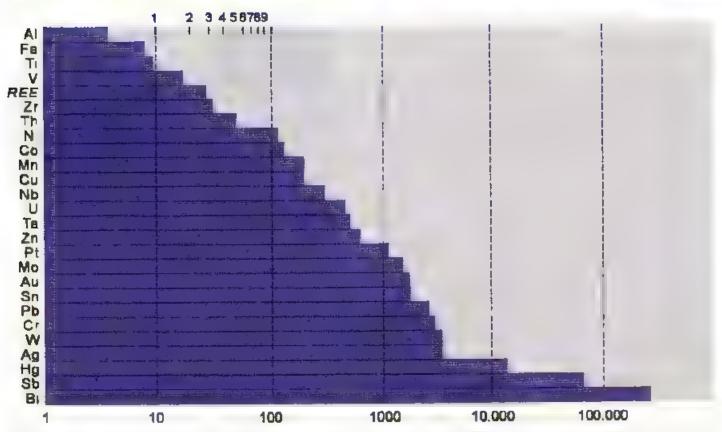


Fig. 21.2 Fatores de concentração necessár os para a geração de minérios de alguns metais baseados no clorke crustal. Escara logaritmica — Fonte. Joznicka, 1985.

uma rocha ultramáfica (teor médio de 1ppm de Ph), 2 000 para uma rocha granítica (que contem em média 19ppm de Pb) e 500 para argilas (com 80ppm de Pb em média). Os processos naturais responsáveis pela geração de minérios terão maior rendimento e eficiência partindo de fontes previamente enriquecidas.

Tabela 21,2 Comparação entre fatores de concentração

Elemento	Clarke (ppm)	Teor medio (%)	f.c.
Al	82 300	22	3
Fe	56 300	40	8
F	625	12	200
Sn	2,3	0,4	2000

Obs.. Os processas geradores dos depósitos de flúor ou estanho deverão ser mais eficientes que as de a uminio ou ferro para concentrar, num dado lacal da crosta terrestre, quantidades economicamente viáveis desses elementos Aparentemente, alguns depositos minerais são gerados somente a partir de rochas fontes especiais, como é o caso dos depósitos de metais raros (elementos presentes na crosta em teores menores que 0,1% em peso), entre eles o estanho. Rochas fontes especiais são as que tiveram um modo particular de formação em relação às suas congêneres, tornando-se previamente enriquecidas em metais ou minerais úteis

Assim, os depósitos primários de estanho estão associados a determinados granitoides que se distinguem dos demais por feições tectônicas, texturais, mineralógicas e químicas específicas. Os granitos estaníferos derivam de um magmatismo essencialmen te silícico, típico dos estágios finais de um evento tectono-magmático (Cap. 6), ocorrendo junto as porções mais superiores de complexos rochosos intrusivos. Isto lhes confere feições químicas peculiares em relação a granitos normais, com aumento no conteúdo de elementos raros específicos como F, Rb, Lt, Sn, Be, W, Mo e também em SiO₂, Na₂O, e K₂O; por outro lado, são mais pobres em MgO, CaO, Fe₂O₃ e TiO₂ que os gran tos normais.

Podemos agora nos perguntar, como nasce um depósito mineral? Ou de uma forma mais explícita: como ocorre o enriquecimiento de uma substância mineral num dado local da crosta terrestre consutuindo um depósito? Este é um assunto extenso e relativamente complexo que usualmente é abordado na geologia econômica, o ramo da geologia que estuda as rochas e minerais de interesse econômico.

O depósito mineral, embora sendo um corpo rochoso diferenciado devido a sua inusitada composição química e mineral, tem sua origem relacionada aos processos geológicos comuns, tais como sedimentação, intemperismo, metamorfismo, vulcanismo, plutonismo, etc. Durante o desenvolvimento desses processos geológicos podem ocorrer, coeva ou su cessivamente, mecanismos ou condições especiais que conduzem à concentração de substâncias úteis, podendo, então, a partir desse instante ser denominados processos de mineralização. Tanto é que frequentemente nos referimos, como que fazendo uma classificação de depósitos minerais, a depósitos sedimentares, intempéricos, metamórficos. hidrotermais etc., conforme a dominância de um desses processos na geração do depósito,

No entanto, não é no decorrer de todo processo geológico que depositos minerais são formados. Ou seja, nem todo granito é portador de pegmatito estanífero, ass.m como nem todo folhelho contem depósitos sedimentares de cobre. Para ocorrer uma mineralização, deve estar presente uma fonte que forneça a substância úul e um local/ambiente para sua deposição de forma concentrada. A substância útil geralmente sofre um menor ou major transporte, envolvendo energia (força-motriz), em um meio que permite sua migração (Fig. 21.3). Esses fatores deverão atuar de forma eficiente, convergindo cumulativamente para a elevação do conteudo de um dado elemento químico, em determinado lugar da crosta terrestre, gerando um depósito mineral.

A fonte pode ser simplesmente uma rocha pré existente particular, um sistema geológico mais complexo, como um magma, porções mais profundas da crosta terrestre, como o manto superior, ou águas retidas dentro de uma seqüência sedimentar ou vulcano-sedimentar. O transporte, usualmente promovido pela água (superficial ou



Fig. 21.3 Elementos essenciais de um modero de geração de um depósito mineral, segundo Routnier, 1980. Usualmente mais de uma fonte pode contribuir com substâncias úte s para o depósito M = substância útil (elementos qui micos, minerais, fragmentos de rocho, etc.)

profunda), pode ser acionado por energia térmica (um corpo intrusivo, por exemplo) ou pela força gravitacional (carreamento de detritos por um fluxo d'água). A substância útil ou seus constituintes podem ser transportados, conforme o caso, mecanicamente ou como soluto numa solução natural. O ambiente de deposição, por outro lado, varia muito quanto à sua escala e natureza, podendo ser representado pelo manto de intemperismo, siste mas de fraturas, plataforma continental, etc.

A fixação da substância mineral útil comumente se faz em uma porção mais restrita do ambiente de deposição em consequência da ação de fatores que, agindo como armadi.has, favorecem, naquele lo cal, sua maior acumulação em relação ao resto do ambiente de deposição Tais fatores são designados de controles da mineralização ou metalotectos e são de naturezas diversas, tais como geoquímica, mineralógica, estrutural, paleogeográfica, etc. Assim, certos jazimentos do ambiente sedimentar ocupato volumes rochosos limitados dentro da sequência sedimentar hospedeira. É o caso de alguns jazimentos de Pb, Zn ou Cu na forma de sulfetos, que ocorrem como estratos rochosos relativamen te delgados, dentro de uma sequência sedimentar mais ampla e espessa que constitui o ambiente de deposição. Também é o caso das concentrações aluvionares auriferas que preferencialmente se associam aos níveis conglomeráticos de um sistema sedimentar aluvionar.

Há muitas razões para se considerar um depósito mineral como um objeto rochoso especial quanto à sua natureza mineralógica e/ou geoquímica. Uma



Fig. 21.4 Visão esquemática sobre a sucessão no tempo e no espaço de eventos gealógicos, magmáticos e de intemper smo, convergindo para a geração de depósitos de cassitenta hospedados em eluvios ou colúvios. O esquema i ustra exemplos de mineralizações que ocorrem na Provincia Estanífera de Randônia.

delas decorre da observação da composição química média da crosta continental (Cap. 5), na qual oito elementos, com abundância crustal acuma de 1% (O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K), correspondem a aproximadamente 98% em peso da sua composição total. Um depósito mineral para os demais elementos menos abundantes, que perfazem cerca de 2% da composição da crosta continental, incluindo a maioria dos que são úteis ao ser humano, certamente é uma anomalia geoquímica.

Apesar de suas feições peculiares, os depósitos minerais resultam de processos naturais que se expressam paralela e/ou sucessivamente; são processos, em sua grande maloría, geológicos, mas também incluem processos climáticos (tal como nos depósitos gerados por intemperismo) e/ou biológicos (frequentes nos depósitos sedimentares), Por exemplo, a gênese de depósitos estaníferos alojados no manto de intemperismo (Fig. 21.4) ou, mesmo, em sedimentos detríticos (Caps. 8 e 14) pode remontar à formação de magmas pré-enriquecidos em Sn (estágio 1), os quats tardiamente, em sua consolidação, geraram mineralizações de cassiterita hospedadas em rochas graníticas (estágio 2), que por sua vez foram alteradas e mobilizadas por intemperismo e erosão (estágio 3).

Nesse sentido, a gênese de um deposito mineral guarda um paralelismo com a maiona dos processos de preparação de minérios e de obtenção de metais, a qual não se realiza num único estágio, mas segundo uma seqüência progressiva de estágios, cada um deles contribuindo para o produto final, como por exemplo a obtenção do metal estanho a partir de um minério estanífero. Assim, a fonte inicial de um deposito minera, pode estar bastante afastada no tempo e no espaço e o depósito mineral é uma conseqüência da evolução geológica da área na qual ele ocorre.

21.1.3 Minerais e minérios

Associado ao conceito de deposito mineral, vimos que se utiliza o termo minério para designar a rocha da qual podem ser economicamente obtidas uma ou mais substâncias úteis. Como uma rocha, um minério tem uma composição mineral especial, pois nele estão presentes de forma concentrada minerais que usual mente ocorrem dispersos na maioria das outras rochas (Cap. 2). Assim, hemanta (Fe₂O₃) pode ser mineral acessório em muitos tipos de rochas, como nos grantóides e gnaisses, mas num minério de ferro este mineral está altamente concentrado, podendo ser praticamente a única fase mineral presente (Fig. 21.5).



Fig. 21.5 Os minérios distinguem-se das rochas comuns por estarem enriquecidos em substâncias minerais uteis, ou se a em minerais de minério, como a cassiterita em granito.

No minério associam se dois tipos de minerais: o mineral de minério, que e o mineral que lhe confere valor econômico, e o mineral de ganga ou, simples mente, ganga, que não apresenta valor econômico. Assim, num minério de estanho em granito, a cassiterita (SnO₃) é o mineral de minério, enquanto os demais minerais presentes, como feldspatos, quartizo e mica, constituem a ganga (Fig. 21.5). Os conceitos de mineral de minério e de ganga não são absolutos, uma vez que um mesmo mineral pode passar de uma a outra categoria conforme o depósito mineral considerado ou até pertencer a ambas categorias em um mesmo minerio. Assim, tanto o feldspato quanto o quartizo e a mica podem constituir minerais de minério importantes em muitos pegmatitos.

Distinguem se os minerios em duas classes bastante amplas designadas minérios metálicos e minérios nãometálicos, conforme possam ser ou não fontes de substâncias metálicas ou, também, tenham ou não em sua composição minerais úteis de brilho metál.co. Embora essas qualificações sejam frequentemente utilizadas, clas refletern um certo artificialismo e, amjude, esbarram em dificuldades para uma aplicação rigorosa. Podemos dizer que são expressões que surgiram espontaneamente na pratica profissional para caracterizar de forma rapida, porém, superficialmente, as matérias-primas minerais. Minerios, por exemplo, constituídos por calamina, scheelita e malaquita não seriam considerados metálicos, uma vez que estes minerais de minério não possuem brilho metálico, embora sejam, respectivamente, minerais de zinco, woltrâmio e cobre.

Para sua utilização, o minério metálico normalmente necessita ser trabalhado, profundamente transformado, na forma de metals ou ligas metalicas. Diferentemente, o minério não-metálico pode ser utilizado sem maiores alterações de suas carac terísticas originais, a exemplo do amianto utilizado na fabricação de artefatos de fibrocimento ou do talco como constituinte de massa cerámica. Outros minérios não-metalicos precisam também ser transformados química ou fisicamente para a utilização comercial. Fluorita e enxofre exemplificam clara mente este caso, pois é respectivamente na forma de ácido fluoridrico e acido sulfurico que estes dois minerais têm suas maiores aplicações industriais

Um grupo amplo de materiais minerais vem merecendo atenção pela diversidade de suas aplicações, da demanda e dependência crescentes de nossa civilização em relação a eles, assim como das perspectivas de novos usos solicitados por inovações tecnológicas atuais (cerâmica fina, fibras ópticas, supercondutores). Trata-se dos minerais industriais e rochas industriais, definidos simplificadamente como materiais minerais que, dadas suas qualidades físicas e químicas particulares, são consumidos praticamente sem alteração de suas propriedades originais, por terem aplicação direta pela industria.

Os minerais e rochas industriais participam ativa mente de nossa civilização, estando presentes em diversos segmentos industriais modernos: fabricação de fertilizantes fosfatados (fosforita, apatita) e potássicos (silvita, carnalita), indústria da construção civil (brita, calcário, quartizito, areia, cascalho), materiais cerámicos e refratários (argilas, magnesita), papel (caulim), isolantes (armanto, muca), rochas ornamentais (granito, mármore), perfuração de poços para petróleo e gás natural (argila, barita), cimento (calcário, argila, gipsita), além da indústria de vidros, untas, borrachas, abrasivos, eletro-eletrônicos, etc.

Em sua grande maiona, os minerais industriais sao representados por minerais ou minérios não metalic s, teus como o amianto e o talco nas aplicações citadas. Entre outros minérios metálicos, a cromita pode tambem ser considerada como mineral industrial quando é utilizada na fabricação de peças cerámicas refratárias

Nos países industrializados, a produção e o consumo dos minerais e rochas industriais superam, na maioria das vezes, os dos metais. A taxa de seu consumo constitui inclusive um dos indicadores do nível de desenvolvimento industrial de um país. No Brasil, a demanda e o consumo de minerais e rochas industriais é grande, principalmente no setor da construção civil, com forte tendência de aumento. As causas estão

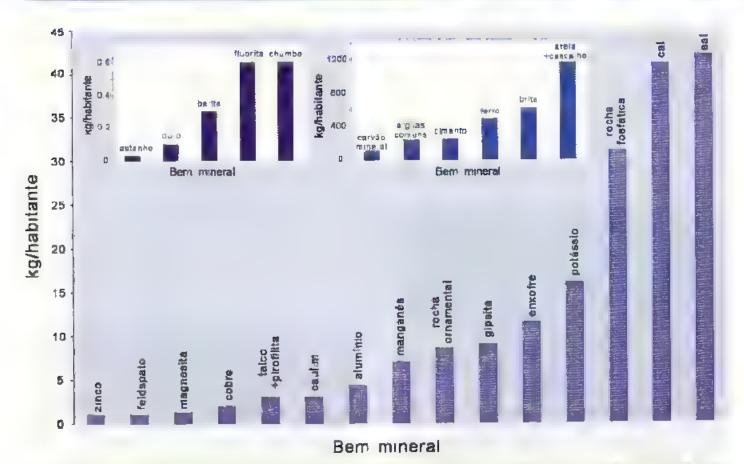


Fig. 21.6 Estimativa do consumo anual médio por habitante de aiguns bens minera s metá cos e nao-metá cos no Bras I. Dados da Sumário Mineral, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1998

relacionadas à industrialização, à melhoria da nfra-estrutura social (sancamento bas.co, habitação, transporte), ao aumento da produtividade agrícola, mas, acima de tudo, ao aumento da renda per capita associado ao crescimento industrial e aumento populacional. A Fig. 21.6 ilustra uma comparação do consumo de alguns minenos não-metalicos/industriais e metálicos por habitante no Brasil

21.1.4 Extraindo e utilizando minérios

O conjunto de operações que são realizadas visando à retirada do minério a partir do depósito mineral denomina se lavra. O depósito mineral em lavra é denominado mina, e esta designação continua sendo aplicada mesmo que a extração tenha sido suspensa. A lavra pode ser executada de modo bastante samples, por meio de ativida des manuais, ou até por meios altamente mecanizados e em larga escala, como ocorre nas grandes minerações (Figs. 21.7 e 21.8)

Fig. 21.8 Lavra a céu aberto de minério de ferro na mina Cauê (Italium, MG). Foto E. Ribeiro Filho



Fig. 21.7 Lavra por desmonte hidróu co de depósito de cassiterita em a uviões (Or ente Navo, RO) Foto J S. Betlencourt



O garimpo tambem constitui uma jazida mineral em lavra e para a extração de suas substancias úteis não foram realizados estudos prévios da jazida. Costumeiramente, os métodos extrativos utilizados são rudimentares (Figs. 21 9 e 21.10). Apesar disso, os ga timpos podem responder por uma parcela significativa da produção de certos bens minerais, tais como es meralda, topázio, minerais litiníferos, diamante, ouro e cassitenta.

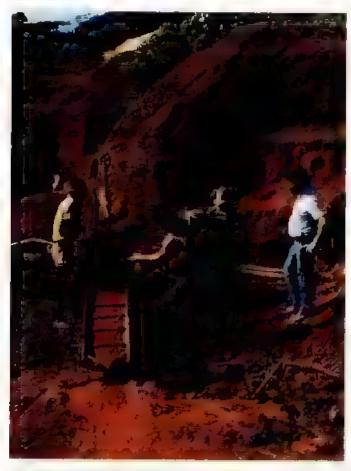


Fig. 21.9 O minério extraído do depósito é lavado com agua no síulce (um tipo de calha usada pe los gar mpetros, também conhecida como "cobra fuman do"), obtendo se um concentrado do substânca útil (auro casaterita, diamante) que fico ret da nos ripas transversois ao comprimento da calha, Foto. J 5 Bettencourt

Fig. 21.11 Visão geral da garimpagem de ouro em Serra Pe ada (PA), no decorrer de 1982 Foto E Ribeiro Filho

No inicio dos anos 1980, no deposito de ouro de Serra Pelada, localizado na Província Mineral de Carajás, no Estado do Pará, instalou-se uma das mais intensas atividades garimpeiras do país, não só por uma expressiva produção de ouro, como também por uma assombrosa concentração de pessoas nas suas escavações, resultando em imagens semelhantes a um "formigueiro" humano (Figs. 21.11 e 21.12).

Sendo o depósito mineral um produto natural, o ser humano não decide sobre suas caracteristicas (tais como composição mineral e química, teor, quantidade da substância útil, localização geográfica, profundidade etc.), pode apenas aceitá-las. Em decor rência dessa situação, a obtenção de substâncias a partir de um depósito mineral depende de vários fatores,



Fig. 21.10 Eustração do processo mecân co para concentra ção de minerais pesados por meio de uma batéra. Foto R. Faizon.



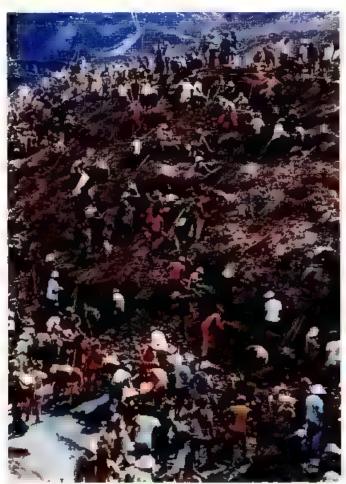


Fig. 21,12 Escavações por meio de trabalho manual rudimentar, utilizando-se ferramentas simples no gampo de ouro de Serra Pelada (PA), no decarrer de 1982. Foto. E. Ribe no Filho

que incluem desde suas feições intrínsecas até os preços e modos de aplicação de suas substâncias úteis. A análise desses fatores é que indicará se a substância mineralizada pode ser lavitada e gerar produtos comerciais economicamente rentáveis. Assim, a quantidade da substância útil deve ser expressiva o bastante para garantir a lavira e suprimento adequado a longo prazo, assim como o teor da substância útil deve proporcionar uma extração lucrativa.

Além disso, a composição química, as feições mineralógicas e as características físicas do minério devem ser favoráveis às aplicações antevistas para a sociedade. Assim, os minérios de ferro devem ter bai xos conteúdos em fósforo e a bauxita deve ser pobre em sílica, pirita, apesar de ser o mais comum dos sulfetos, não é mineral de manerio de ferro, que é obtido em larga escala a partir de seus óxidos como hematita e magnetita, bem como quartizitos friaveis por intemperismo podem constituir excelentes fontes de areias quartzosas, em oposição ao quartizito compacto, não intemperizado.

Para muitos bens minerais, notadamente aqueles de baixo valor unitário (usualmente não-metalicos), a localização geográfica do recurso constitut um parâmetro crítico à vista de sua lavra. Uma das caraterísticas inerentes do depósito mineral, tal como vimos, é que "ele está onde ele ocorre", ou seja, não podemos alterar sua localização com o intuito de melhor lavrá-io, da mesma maneira que um fazendei ro muda o local de pastagem de seu gado ou de cultivo de suas plantações a firm de obter uma melhor producividade

A irregularidade na distribuição geográfica dos recursos minerais, seja em regiões inóspitas, climaticamente agressivas ou deficientes em água e energia elétrica, constitui um fator limitante para a extração de muitos minérios ou, mesmo antes, para sua descoberta. Da mesma forma, a instalação das atividades de lavra ou o custo de transporte (frete) da substância útil, entre outras implicações, pode ser crítica para viabilizar a lavra de um recurso mineral distante dos centros industriais e/ou de consumo.

Ao mesmo tempo, fatores técnicos e económicos devem ser considerados quanto ao aproveitamento de um recurso mineral. Eles podem viabilizar a utilização de substancias minerais até então marginalizadas devedo a características inadequadas de teot, composição mineral ou química, assim como condicionar a extração do minério em função de preço, mercado, demanda e oferta.

Designa se minerio bruto o minério tal como ocor re na natureza, porém, desmontado, deslocado, por uma operação qualquer de lavra. Na maioria dos casos, o minério bruto não se encontra suficientemente puro ou adequado para que seja submendo a processos metalúrgicos ou para sua utilização industrial. Assim, após a lavra, os minérios são submendos a um conjunto de processos industriais, denominado tratamento/beneficiamento, que os torna aptos para a utilização.

O tratamento divide o minério bruto em duas fra çoesi concentrado e rejeito. O concentrado é o produto em que a substância útil está com teor mais elevado ou as qualidades tecnológicas do minério estão aprimoradas. O rejeito é a fração constituida quase que exclusivamente pelos minerais de ganga e usualmente é descartado. Assim, por meio de métodos adequa dos de tratamento, um minerio de berílio a 10% de berillo poderá produzir um concentrado composto dominantemente (80 a 90%) pelo mineral berílo; do

mesmo modo, um minério de ferro de alto teor, na turalmente friavel, poderá ser tratado por simples lavagem, seguida por classificação granulométrica, produzindo, como concentrados, seus diferentes tipos comere as.

Certos minérios de ouro, metais básicos, urânio, platina, fosfato, grafita e tantalita, em virtude de particular composição mineral ou baixos teores, exigem metodos de tratamento mais sofisticados, às vezes de alto custo, tais como químicos e eletricos, para preparar a substância útil com vista a sua utilização industrial.

Os usos e aplicações das substâncias minerais per mitem avaliar sua importância para a humanidade e, ao mesmo tempo, constituem um critério para classificá-las. A classificação utilitária é uma proposta clássica de sistematização das substâncias minerais úteis, fundamentada nas suas aplicações (Tabela 21.3).

Os metais ferrosos distinguem-se dos metais não ferrosos por sua utilização essencial na industria do aço e na fabricação das demais ferroligas. As classes

dos não metalicos sao definidas notadamente em função do uso da substância mineral. Alguns minerals são colocados em mais de uma classe em virtude de terem duas ou mais utilizações distintas, como cromita metalurgica e cromita refrataria ou diamante industria. (para fabricação de ferramentas de corte) e diamante como pedra preciosa. As qualificações para as diferentes aplicações de uma substância mineral podem ser impostas pelas características naturais do minerio ou elaboradas por métodos proprios de tratamento.

21.2 Os Principais Tipos Genéticos de Depósitos Minerais - feições essenciais

Tipo genético de depósito mineral corresponde a grupos de depósitos que tiveram um modo de for mação semelhante. Como os depósitos m nerais resultam da ação de processos geologicos comuns, tal como comentado anteriormente, o processo geológico dominante na geração do depósito confere lhe sua classif cação genética.

Tabela 21.3 Classificação utilitária simplificada das substâncias minerais: alguns exemplos

Ferrosos	ferroligas	ferra, manganés, cromo, malibdên a,
		níquel, cobatto, wo frâmio, vanád o
Não-ferrosos	básicos	cobre, chumbo, zinco, estanha
	leves	alum nio, magnésio titânio, beríl o
	preciosos	outo, prata, p ahna
	raros	berilio, cásio, lítio, etc.
Não-metálicos		
	materiais de construção	areia, cascalho, rochas industriais, brita
	materiais para indústria químico	enxofre, fluorita, sais, pinta, cromita
	fert lizontes	fostatos, potássio, nitrato
	Cimento	caicána, argila, gipsīta
	cerómica	argılas, feldspato, silica
	refratórios	cromita, magnesita, arg los, sílica
	abrasivos	córindon, diamante, granada quartzito
	Isolantes	amianto, mica
	fundentes	carbonatos, fluonta
	pigmentos	banta, ocre, titān o
	gemas	diamente, rub , turma ina

Supérgeno

Inclui um grupo de depositos cuja geração se relaciona às alterações físicas e químicas sofridas pelas rochas submendas ao intemperismo. A geração desses depósitos depende em primeira instância da existência prévia de uma rocha adequada, designada de rocha malterada, parental ou rocha-mãe, sobre a qual agirá a alteração supérgena. De acordo com seu comportamento geoquímico supérgeno (Cap. 8), alguns constituintes da rocha mãe são imobilizados no manto de intemperismo enquanto outros são eliminados. Concentra-se ao final do processo um resíduo químico constituído essencialmente por substâncias pouco solúveis nas condições de intempensmo, donde serem também designados depositos residuais (Fig. 21.13). Ouimicamente, as substâncias mineralizadas se apresentam principalmente na forma de oxiânions, tais como silicatos, fosfatos e carbonatos e, também, como óxidos e la dróx dos.

Clima, vegetação, relevo e drenagem igualmente influem na formação do depósito supergeno, governando a alteração química dos minerais da rocha-mãe, retendo a fase química insolúvel ou promovendo a eliminação da fase solúvel. Sendo gerados no manto de intemperismo, portanto próximos da superfície, podem ser facilmente erodidos. Por isso a maior parte dos depositos conhecidos e lavrados desta classe é relativamente jovem (pós Mesozoico) e com maior frequência ocorrem na região intertropical, onde os processos intempéricos são mais intensos. Como tal, são comuns e importantes economicamente no Brasil, onde os climas equatorial e tropical favorecem sua formação.

O alumínio em depósitos de bauxita (Cap. 8), e um dos bens minerais obtidos a partir de depósitos deste tipo genético. Além deste, também são conhecidos depósitos supergenos significativos de manganês, ní quel, fosfatos, uránio, caulim, areia quartzosa, etc. Volumosos depositos de cobre viabilizaram se economicamente graças ao emiquecimento supérgeno atuante sobre suas mineralizações disseminadas a baixo teor, tal como nos depósitos de cobre porfiritico, com muitos exemplos na cadeia andina.

Sedimentar

Dois grandes grupos de depositos minerais sedimentares são diferenciados: os detríticos, também conhecidos como plácer, e os químicos. Esses depósitos decorrem, tal como uma rocha sedimentar (Cap. 14), do transporte de substâncias úteis pelos agentes geológicos superficiais e da subsequente deposição mecânica (depósitos sedimentares detriticos) ou da precipitação química (depósitos sedimentares químicos) das substâncias transportadas em lagos, deltas, linhas de praia, planícies atuvionares, plataforma continental, etc. (Fig. 21.13) Dai podermos também qualificar os depósitos minerais sedimentares de acordo com o ambiente de deposição, por exemplo, lagunares, deltaicos, marinhos, aluvionares, etc.

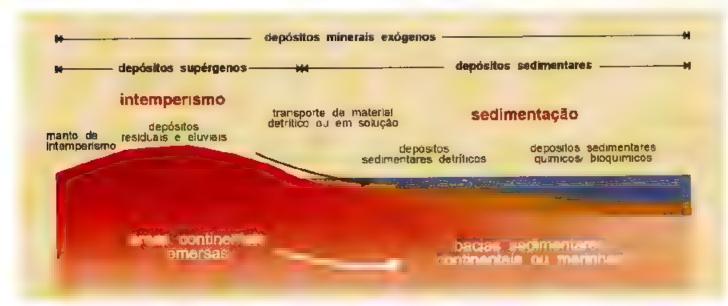


Fig. 21.13 A guns tipos de depós tos minera s exógenos (tormados unto à superficie terrestre dependentes do intemperismo e da sedimentação. Os depós tos supergenos frequentemente se limitam ao manto do intemperismo sóbre a rocha-mãe. Os depós tos sedimentares envoivem também um transporte da substância util, seguido de deposição mecân ca da fração só da depós tos detríficos) ou precipitação química da fração soluvel (depósitos químicos/bioquímicos)

Representam um grupo economicamente importante e diversificado de substâncias que incluem ferro, manganês, metas básicos, rochas carbonáticas, evaporitos, ouro, fosfato, gipsita, cassitenta, etc. Podem também ser incluídos os chamados combustíveis fósseis (petróleo, carvão, gás natural), gerados em ambientes sedimentares.

Os mecanismos envolvidos na acumulação das subs tancias úteis na sequência sedimentar são bastante distintos. Nos pláceres, onde se concentram minerais usualmente de dureza e densidade elevadas, variações na capacidade de transporte do meio aquoso podem condicionar a deposição do material que esta sendo transportado em suspensão ou por arrasto. Nos pláceres aluvionares, por exemplo, a deposição pode ser consequência da diminuição da velocidade da agua do rio. Assim, partículas finas de minerais bastante densos, como cassitenta, podem estar disseminadas na fração sedimentar de granulação maior e menos densa, como em areias grossas ou em cascalnos. Mecanismos de natureza química mais complexa, frequentemente interagindo com a atavidade hio ógica, governam a deposição de substâncias previamente disso, vidas na fase aquosa de um ambiente sedimentar. Condições redutoras ou oxidantes e ácidas ou básicas remantes num sítio deposicional podem, conforme o caso, acarretar a insolubilidade de espécies químicas dissolvidas e condicionar a deposição de metais na forma de sulfetos, carbonatos, hidroxidos, sulfatos, cloretos, etc.

Os depósitos sedimentares, tanto detríncos como químicos, costumeiramente se alojam em horizontes rochosos particulares da sequência sedimentar hospedeira, os quais podem corresponder a algum upo de controle sedimentar, litológico ou estratigráfico. Feições do ambiente deposicional associadas a paleogeografia e paleoclima podem igualmente influir na geração desses depósitos.

Magmático

Os depósitos magmaticos são gerados pela cristalização de magmas (Cap. 16). Aqueles formados concomitantemente à fase principal da cristalização são denominados depósitos ortomagmáticos ou sinmagmáticos. Comumente hospedam se em rochas ricas em oltvina e piroxênio , tais como dunito, peridotito, gabro). Os depósitos gerados na fase final da cristalização são conhecidos como depósitos tardi- e pós-magmáticos. Ocorrem frequentemente em rochas enriquecidas em quartizo e fe.dspatos (tais como granito e granodionito).

Durante a enstalização do magma, devido à queda da temperatura, alguns dos seus constituintes tornam se

pouco soluveis na fusão e segregam-se como minerais (por exemplo, cromita) ou mesmo como fases ainda fundidas imiscíveis (por exemplo, sulfetos de ferro e niquel) Essas fases, no decorrer da consolidação, podem se concentrar gerando porções de rocha magmática enriquecidas que podem ser substâncias úteis (Fig. 21.14). Esse processo de geração de depósitos minerais é chamado de segregação magmatica. Dessa forma, um minério ortomagmático é a própria rocha ígnea, assemelhando-se a ela em sua textura e estrutura, porém com uma composição mineral especial que lhe confere um valor econômico. São importantes os depósitos associados a rochas básicas e ultrabásicas (cromita, metais do grupo da platina, níquel, cobalto), rochas alcalinas (elementos de terras caras, zircônio, uránio), carbonanto (fosfato, niob o, elementos de terras raras, barita), e rochas granitóides (estanho, wolfrámio).

As mineralizações tardi- a pós-magmaticas ocorrem durante as fases terminais de cristalização de rochas



Fig. 21.14 Separação e deposição de cromita dentro de umo câmara magmática. A baixa viscos dade do magma básico ou utrabásico, submetido a temperaturas e evadas (~1.200° C) permite a atuação de um movimento convectivo. Variações su cessivas na intensidade do fluxo convectivo conduz à deposição a temada de camadas ricas em cromita e camadas ricas em o tivina formando assim depósitos estratiformes de cromita. Me can smos semethantes podem também conduzir à segregação e concentração de fases magmáticas imiscíveis ricas em sulfetos (Fe, Ni, Cu) ou óxidos (Fe, Ti)

magmaticas, em especial aquelas de natureza granifica. Uma fração fundida residual decorrente da consolidação do magma é entriquecida em voláteis, principalmente água, o que lhe confere bastante fluidez. Dadas as condições de pressão e temperatura a que está submetida, pode migrar para regiões apicais das cupulas graníticas ou para suas encaixantes próximas, gerando produtos rochosos e manérios bastante distintos do gratutóide fonte (Fig. 21.15). À medida que se movimenta, este fluido também promove transformações químico mineralógicas nas rochas percoladas. A deposição dos metais comumente mostra um zoneamento, ou seja, das regioes albitizadas

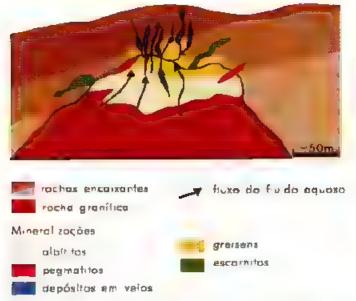


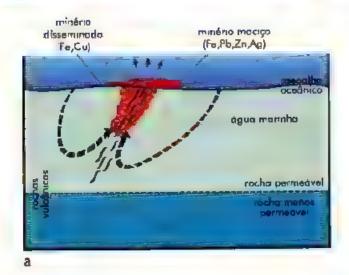
Fig. 21 15 Diagrama esquemático resumindo os principais tipos de depósitos in nerais tard le pos-magmáticos.

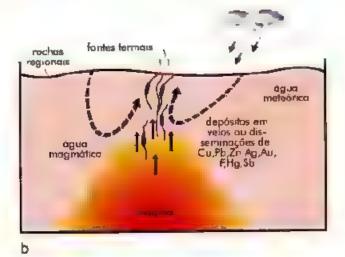
até os veios h.drotermais, podem concentrar se sucessi vamente Sn, Mo, Be, W, Bi, Zn, Pb, Ag

A partir dessa fase magmatica residual e fluida, como também de sua interação com a rocha já enstalizada ou com suas encatxantes, poderao surgir mineralizações geoquimicamente especializadas, tais como pegmatitos, albititos, escarnitos, gratante e de pósitos hidrotermais de filiação magmática. A divers ficação e variedade mineralógicas nesses depósitos são notáveis e incluem bens minerais, entre outros, de metais raros, fluorita, mica, feldspato, quartizo, sultetos e sultossais de vários metais e, praticamente, todas as pedras preciosas.

Hidrotermal

Depósitos hidrotermais são produzidos pelas soluções h drotermais. Estas, de um modo simples, podem ser entendidas como soluções aquosas aquecidas (usualmente acima de 50°C), caracterizadas por composição química complexa dada por diversas substâncias dissolvidas. Essas soluções ou fluidos podem ser gerados em diversos sistemas geológicos, donde a fase aquosa e seus solutos terem fontes diversas, tais como magmática, metamórfica, meteórica de circulação crustal profunda, sedimentar, entre outras (Fig. 21.16). Nestes diferentes ambientes geológicos, a água pode ser progress valuente aquecida e reagir quimicamente com os minerais e rochas percolados, transformando se então numa solução/fluido mineralizador. A deposição das substâncias transportadas e a geração do minério decorrerão, conforme o caso, da intervenção combinada de fato res, tais como resfriamento e queda de pressão da





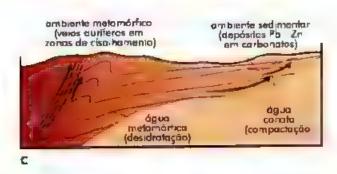


Fig 21.16 Esquemos itustrativos de situações geológicas onde podem ocorrer depósitos minerais hidrotermois por percoloção de fiuidos na crosta oceánica ia) ou continenta (b, c). De nicio, a água tem uma circulação descendente, difusa, envolvendo grandes volumes de rocha. Ocorre a lixiviação de metais transportados como solutos. A circulação ascendente ocorre usualmente de forma canalizada ao iongo de traturas, fa has, planos de ocamamento ou de to ação longo de traturas, fa has, planos de ocamamento ou de to ação longo de traturas, fa has, planos de ocamamento ou de to ação longo de traturas. A situação ja pode estar associada do vu canismo intermedário e féisico em zonas de subducção, a situação (b) pode ser encontrado em zonas de nifis continentais, e os exempios da situação. (c) em seqüências sedimentares de margens continentais pass vas elem cinturões metamóricos do longo de zonas de colisão de plaços.

solução, reações com as rochas percoladas, variação de pH. Eh, concentração de oxigênio, etc.

Talvez seja o processo de mineralização mais comum an ante na crosta terrestre, ilustrado por depósitos minerais portadores de quase todos os elementos químicos de ocorrência natural. Morfologicamente, os depósitos hidrotermais podem se apresentar como veios ou filões, onde os minerais úteis preenchem, por exemplo, fraturas ou falhas na forma de corpos de minério tabulares, ou ainda como depósitos disseminados. Nestes ultimos, a mineraitzação envolve um maior volume de rocha, preenchendo fraturas delgadas ou substituindo minerais da rocha nospedeira, como carbonatos. Um dos exemplos comans são os depósitos de ouro hospedados em zonas de cisalhamento, onde fluido e soluto podem ter origem no metamorfismo da sequência rochosa hospedeira das mineralizações.

Os depósitos hidrotermais constituem uma das mais importantes fontes comerciais de metais, que se expressam comumente na forma de sulfetos, tais como os de ferto (pirita), zinco (esfalerita), cobre (calcopirita), chum bo (galena), prata (argentita), mercúrio (cinálirio) e arsênio (realgar, arsenopirita). Ocorrem com frequência em cinturões orogenicos onde o aquecimento dos fluidos, aliado à geração de feições estruturais (falhas, brechas, faixas cisalhadas, fodação, etc.), que servirão de condutos para a circulação das soluções, facilitam a interação fluido-rocha. Ao longo dessas estruturas poderá ocorrer tambem a precipitação dos solutos. Daí muitos depósitos hidrotermais apresentarem um controle estrutural evidente na deposição e localização de seus minérios.

Vulcano-Sedimentar

A auvidade vulcânica que se instala concomirantemente ao processo sedimentar, por meio de seus fluidos e exalicões que atingem o assoalho do sítio deposicional usualmente mannho, pode gerar os depósiros vulcano sedimentares.

Esse processo de mineralização pode ser atualmente observado junto aos sistemas de rifit das dorsais mesooceanicas. Equipamentos e veículos submergíveis, próprios para atuar em grandes profundidades, puderam registrar e filmar a atividade vulcânica exalativa nessas dorsais, bem como amostrar materiais já mineralizados de uma jazida em formação a partir da precipitação dessas soluções (Caps. 13 e 17), constituídas pela própria água do mar que, intiltrando-se profundamente na crosta oceânica, aquece-se e interage quimicamente com suas rochas,

mineral zando-se e retornando ao assoalho oceânico como uma sa moura hidrotermal. A percolação descendente e ascendente da água configura um sistema hidrotermal no qual a água percolante, inicialmente de natureza marinha, sofre modificações físicas e químicas, tornando se em diferentes graus mais ácida, mais reduzida, enriquecida em solutos e, evidentemente, quente. A instabilização química dessas soluções, em níveis mais rasos do assoalho occânico ou sobre o próprio assoalho oceánico, conduz à precipitação dos metas carreados em solução, junto à atividade vulcânica e ao processo sedimentar (Fig. 21.16a). A descarga do fluido sobre o assoalho oceánico pode levar a construção de estruturas em forma de chaminé (tais como os blacie smokers e ubite smokers), constituidas de substâncias quimicas (sulfatos e sulfetos) precipitadas em contato com a água do mar (Cap. 17).

Essas mineralizações não são somente visualizadas nas atuats bordas de placas divergentes. Exemplos dessas mineralizações são conhecidos desde o Arqueano. Os principais depósitos são de metats básicos (tais como cobre, zinco, chumbo), niquel e ouro, correspondendo a importante parcela dos recursos mundiais desses bens minerais.

Metamórfico

Os depósitos metamórficos mais evidentes decor rem da recristalização de rochas ou minérios pré-existentes por ação da pressão e temperatura. Entre as transformações impostas, o aumento da granulação e cristalinidade das fases m nerais iniciais comumente confere ao minério melhor qualidade para sua utilização, a exemplo dos mármores e grafita, também designados depósitos metamorfizados. O mármore é o equivalente metamórfico de rochas sedimentares calcárias e a grafita, de sedimentos carbonosos.

Os fluidos metamórficos, gerados em condições de temperatura e pressão elevadas (Cap. 18), podem conter substâncias passíveis de serem precipitadas em resposta a mudanças químicas, físicas, geomecânicas ou devidas a reações com as rochas percoladas. A deposição ocorre durante a percolação desses fluidos atraves de rochas mais permeáveis ou de estruturas tectônicas favoráveis como foliações, planos de falha ou zonas de cisalhamento, conduzindo à formação de depositos hidrotermais de filiação metamórfica.

A maioria dos depósitos dessa classe origina-se da ação de eventos regionais usualmente progressivos. Durante esses eventos, pelo menos parte das substâncias mineralizadas é transportada por fluidos devolablizados concomitantes ao metamorfismo e interatuantes com as rochas percoladas. Mineralizações de ouro, frequentemente na forma de filões, são alguns dos exemplos desse processo genético constituindo os valtosos *lader* auriferos (Fig. 21.16c).

Além do metamorfismo regional, o de contato pode formar depósitos específicos, ditos depositos metassomaticos de contato ou escarnitos, que se associam à zona de contato entre intrusões magmáticas, asualmente de natureza granítica, e sequências rochosas carbonatadas. Minerais neoformados tais como de wolfrâmio, ferro, ouro, cobre, wollastonita, granada, etc. podem se tornar enriquecidos dentro da auréola de contato com a rocha encaixante.

21.3 Tectônica Global e Depósitos Minerais

Como já sabemos, a superfície da Terra é constituída por um número finito de placas oceânicas e continentais que se movem a taxas da ordem de alguns centimetros por ano (Cap. 6). Os processos tectónicos, magmáticos, termais e sedimentares que se instalam ao longo dos limites de placas podem conduzir à geração de depositos minerais (Fig. 21.17). As margens de placas tectônicas de maior interesse metalogenético são as convergentes, di vergentes e as margens passivas, conforme exemplificado na Tabeia 21.4

O impacto da tectônica global na geología econômica possibilita entendermos melhor o ambiente tectônico, as associações litológicas e a metalogênese correlata no ambiente da evolução continental, o que, por sua vez, facilita a elaboração de modelos e programas exploratórios dirigidos à procura e descoberta de novos recursos minerais.

A maior parte dos exemplos de depósitos minerais fanerozóicos (Cap. 15) mostra uma clara relação espacial e genética com a tectônica global, a qual, por meio de seus mecanismos e processos, atuou de forma mais evidente até hoje conhecida e registrada. Ela é considerada a causa maior, evidentemente não exclusiva, da proliferação abundante e variada de depósitos minerais durante o Fanerozóico.

Vários tipos de depósitos proterozóicos, ou mesmo arqueanos, vêm sendo também interpretados à luz de mecanismos semelhantes à tectônica global, attantes nessas épocas mais antigas. Entre eles, podem ser citados: tor mações ferriferas paleoproterozoicas (portadoras dos importantes depósitos de minerio de ferro do Quadrila

Zone tentinental sedimentos	Zone de convergência de placas	Zona de separação de placas	Zona de convergência de placas
crosto	fossa	crosta осебляса	
continental	cos in adudicação	11/	
favor do	M. T. Alban	magma ascandente	-
F9536 60		usienosfere	

rifts	arco	bac a de	assoa ho	dorsa,	bocio de	dreo
	magmático	ante arca	oceanico	meso-oceánica	ante-arca	de ilha
estanho nióbio urânio curbonalito kimberlito depósitos sedimentares e sed mentar- exalativos (Pb,Zn,Cu)	depósitos porfurincos de cobre, molibdêmo; depósitos de metassomatismo de contato (Gu,Fe,W,Au), veios hadrotermass	chumbo, zinco, cobre	nódulos plurimetálicos (Fe,Mr,Ni,Co)	depósitos de sulfetos maciços (Cu,Zn,pinta) depósitos de segregação mogmática (cromita pod forme)	plécares puriferos	depósitos de sulfetos maciços (Cu,Zn,Pb,Ag,Au)

Fig. 21.17 Exemplos de depós tos in nerais frequentemente associados a ambientes da tectônica globa

Tabela 21.4 Tipos de margens tectônicas e mineralizações associadas

Ambientes Tectônicos Margens Divergentes	Depósitos Minerais
área oceánica	minera îzações de su fetos nas cade as meso-oceánicas atuais: exá ações na dorsol do oceano Pocífico, ama metalifera do mar Vermelho
	mineralizações em aflatitos: su fetas vulcanagênicos de Cu - Zn (Canadá) e cramita (Turquia)
	nódulos polimetálicos (Fe, Mn, Nr, Cu) na assad ho aceánico
área confinenta	depósitos de Ni e Cu em lavas basálticas (Rússia)
	mineral zações em rochas magmáticas associadas a rifi continental granitos estaníferos (Brasil), carbonatitos com Nb, apatita e elementos de terras raras (Brasil
Margens Convergentes	
com subducção	depósitos de sulfetas polimetál cas (Cu, Pb, Zn) vulcanagênicos (Japão)
	mineral zações de Cu partiríticas (Chi e e autros países da longo dos Andes)
	depósitos hidrotermais de Sn, W, B , Pb, Zn, Ag (Barívia, Peru)
com col sao	mineral zações a meta s raros 'Sn, W) Provincia estanífera do sudeste asiático (Molásia, Indonésia Tailândia)
	depásitos de Pb - Zn em rochas carbonáticas EUA
Margens Passivas	
	petróleo, gás naturat, evaporitos, fosfato bacias marginais bras leiras (Sergipe- Alagoas, Recôncavo Tucano, Campos)

tero Ferrifero em M.nas Gerais), mineralizações de Sn mesoproterozoicas (Provínca Estanífera de Rondônia), minerios (Cr. Ni, Cu. platinóides) em complexos máficos, ultramáficos arqueanos ou paleoproterozóicos Africa do Sul, Canada, surictos de Zn, Cu, Ni em sequências vulcano sedimentares arqueanas (Canada, Austrália)

21.4 Descobrindo Novos Depósitos Minerais

Devido a grande produção de minérios, as reservas minerais mund a s conhecidas estão sendo exaundas, podendo no futuro tornar-se escassos os depósitos com concentrações económicas de elementos ou substâncias minerais úteis. Dessa forma, descobrir novos depósitos minerais úteis. Dessa forma, descobrir novos depósitos minerais significa acima de tudo assegurar o suprimento de metais e insumos minerais não-metálicos para beneficio geral da humanidade e também proporcionar meios para estabelecer novas minas, vilas mineiras, cidades e atividades comerciais inerentes.

O que é a pesquisa mineral? Significa a execução de uma sequência continua de atividades, quando novos depósitos e recursos minerais são descobertos. Essas au vidades vão desde a procura de indícios de mineralização, passando pelo estudo localizado dos mesmos, delinea-

mento do corpo de minério, até a determinação de seu aproveitamento econômico. Ela é, em si, um negório de auto risco mas de retorno atraente. E um exercicio de enatividade intelectual e científica, envolvendo geração de idéias e teste contínuo das mesmas. A pesquisa mineral é a primeira fase do processo de suprimento de matérias primas minerals. Este processo é dinâmico, pois a demanda estimula a pesquisa mineral e, ao mesmo tempo, a busca de alternativas de suprimento.

Até a década de 1950, a pesquisa mineral resumia se basicamente ao exame de indícios minerais, em que o prospector era a figura central. Atualmente, os esforços são dirigidos e baseados em uma analise regional mais ampla, na qual os programas de pesquisa mineral constituem operações sincronizadas ou negócios de organizações, e não ações individuais, envolvendo a analise de áreas e alvos favoráveis à existência de minérios.

No Brasil, nas ultimas decadas, muito pouco se fez em relação à pesquisa mineral, embora, recentemente, novas areas estejam sendo pesquisadas para ouro, dia mante, platinóides, rochas e minerais industriais. Novas técnicas de pesquisa são aplicadas para avaliar o potencia mineral principalmente em areas mais favoraveis à ocor réncia de novos depósitos minerais.

21.4.1 Os objetivos e as atividades na pesquisa mineral

A descoberta, caracterização e avaliação de substâncias minerais uteis existentes no interior ou na superficie da Terra constituem os objetivos essenciais da pesquisa mineral. Ela procura descobrir corpos minerais que possam ser co ocados em produção lucrativa no menor intervalo de tempo possível, ao menor custo e, freqüentemente, em situação econômica e tecnologica diferente da época em que a pesquisa foi executada (geralmente alguns anos depois). O mo delo econômico utilizado na programação da pesquisa vale naquela época, naquela região e naque le caso, podendo exigir reformulação e adaptações à medida que o tempo passa.

Qualquer programa de pesquisa mineral segue uma sequência lógica de atividades e é parte essencial de um empreendimento mineiro (Tabela 21.5). O sucesso caracteriza-se por um aumento crescente de favorabilidade da área a pesquisar. O caráter progressivo e a redução do tamanho da área são caracteristicas intrinsecas de um programa bem sucedido.

Para directorar a escolha de áreas de pesquisa e descoberta de novos depositos minerais, o prospector usa métodos e técnicas que possibilitam uma análise previsional do sucesso ou não do empreendimento.

Hoje faz-se uso intensivo do chamacio modelo de depósito mineral, que consiste em um arranjo sistemático de informações que descrevem os atributos essenciais de uma dada classe de depósito minera. Ambiente geologico de formação, ambiente deposicional, idade do evento gerador e feições do depósito (tais como as referentes a mineralogia, controles da mineralização, assinaturas geoquámica e geofísica, tama nho e teor de elementos ou substâncias útcis) são alguns exemplos de atributos essenciais.

A unlização criteriosa do modelo de depósito mineral pode conduzir ao reconhecimento, em uma nova área de pesquisa, de atributos semelhantes ou idénticos àquelles já descritos em áreas onde são conhecidos ou lavrados depósitos minerais. Assim, as novas descobertas, mesmo de corpos não imediatamente reconhecíveis junto a superfície, decorrem da seleção de áreas onde a ocorrência mineral ou deposito mineral resultaram de levantamentos científicos e técnicos planejados.

21.5 Panorama dos Recursos Minerais do Brasil

Uma visão geral sobre a situação reinante em bens minerais de um país pode ser avaliada observando-se as suas reservas minerais disponíveis e a produção realizada, assim como o comercio exterior que mantem com importadores e exportadores de bens minerais.

Tabela 21.5 Etapas de uma seqüência de atividades de um empreendimento minera

Etapas ——————————	Objetivas
1. Anál se regionai	Seleção de áreas favoráveis à ocorrênc a de minera izações de interesse, investigação do conhecimento e de trabalhos eventua mente já realizados nas áreas se ecionadas, procura de indicios de minera ização, seleção de areas prioritárias para estudo de detalhe nas etapas seguintes.
2 Levantamento regional	Procurar a vos dentra das áreas selecionadas favoráveis a ocorrência de depós tos minerais
3 Prospecção	Investigar os indicios de mineralização superficiais e subsuperficiais, hierarquizar ou classificar os indícios por ordem de prioridade para posterior estudo de deta he
4. Aval ação de depósito	Caracterizar o depós to mineral (forma, extensão, profund dade, quant dade das substâncias úteis, teores, etc.) para decisão se eie é ou não viável economicamente.
5 Layra	Estabelecer métodos de lavra e de beneficiamento, definir equipamentos para essas atividades e estudar a viabilidade econômica do empreendimento mineiro.
6 Controle e recuperação do meio ambiente	Caletar dados que permitam conciliar os trabalhos de mineração versus a proteção do meio ambiente, recuperando áreas tá degradados por essas atividades.

Algumas das principais reservas minerais brasileiras estao relacionadas na Tabeia 21.6, ordenadas conforme suas participações percentuais (acima de 4%) na disponibilidade mundial da materia prima mineral.

O mobio confere ao Brasil a posição de maior detentor de reservas desse bem mineral e mantém essa posição ba aguns anos no quadro mundial das reservas minerus. O deposito localizado no carbonatito do Barteiro (Araxá, MG) e principal responsave pelas nossas reservas e também pela maior produção. Outros bens minerais astados na Tabela 216 representam frações importantes da dispon bilidade mundial. Os bens minerais com participação percentual pequena, mas ocupando posição de destaque, comumente correspondem áqueles com distribuição geográfica heterogênea, onde poucos países detêm a maior parte das reservas mundiais conhecidas.

Listudos recentes têm mostrado que parece haver uma relação entre a área de um pais e a quantidade de substâncias minerais produzidas (Fig. 21.18). Para os chamados países mais desenvolvidos, esta correlação é bastante evidente: aqueles de maior área produzem mais, certamente como decorrência de maior possibilidade de encontrar substâncias minerais e por serem regiões geologicamente bem conhecidas.

Na Tabela 21.7 estão alguns dos principais bens minerais metalicos e não-metalicos produzidos, ordenados de acordo com a oferta mundial da materia prima mineral, a exemplo de cerca de 90% do niobio ofertado no mundo.

As principais produções físicas (produção expressa em termos de quantidade) correspondem, em boa parte, a mineros com reservas igualmente importantes interna cionalmente. Alguns depósitos minerals brasileiros com reserva e/ou produção expressivas, com exceção das substancias combustiveis, estão indicados na Fig. 21.19

A quantidade de pens m nerais procuzida por ama nação é fundamental para o atendamento de suas ne cessidades internas e para a geração de divisas através de exportação. A razão produção/consumo, que pi de set expressa em porceptagem, permite qual ficar os bens m nerais de um pais como excedente, sufficien

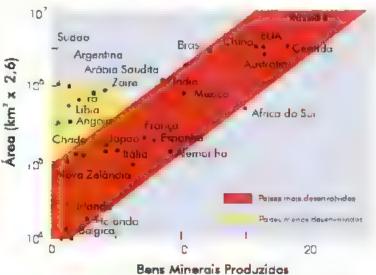


Fig. 21.18 Relação entre área e substâncias minerais produzīdas em paises mais desenvolvidos (boa correlação le paises menos desenvolvidos (sem correlação). Fonte: Kesier, 1994

Tabela 21.6 Principais reservas minerais brasileiras.

Bern mineral	Reservo medido +reservo indicada (104)	Reserva mundial (%)	Posiçõe
Nióbio (No ₂ O ₅)	3,7	86,0	3
Grafita	95,0	20,1	2
Talco	178,0	19,0	3
Coulint (reserve total)	1 524,0	14,7	2
Vermiculita	16,4	8,3	3
Estenhen	0,6	8,0	5
Ferro	20 000,0	7,3	7
Atuminio	1.809,0	6,6	5
Magnesita (MgO)	180 0	5,2	4
Nique.(1)	6,0	4,4	9
Ouro(em f)	1.900 0	4,1	6
Zircônio (ZrQ ₂)	2,5	4,0	6

Tabela 21.7 Principais produções minerais brasileiras

Sem mineral	Predução (10 ³ 1)	produção mundial (%)	Posição
Nióbio (Nb ₂ O ₅)	26,0	92,9	1
Ferro	186.700,0	18,1	2
Manganês ^(h)	956,0	12,5	4
Magnesita caicinada	295,0	10,4	3
Alumínio (bauxita)	11 671,0	9,9	4
Amiento (fibra)	208,0	9,1	5
Estanho ⁽¹⁾	18,0	9,0	4
Caulim	1.280,0	6,7	3
Talco	452,0	5,5	6
Vermiculita	23,0	5,3	4
Cal	6 469,0	5,2	6
Grafita	27,0	4,8	4

Fante: Sumária Minera , Departamento Naciona da Produção Mineral, 1998.

(1) meta contido

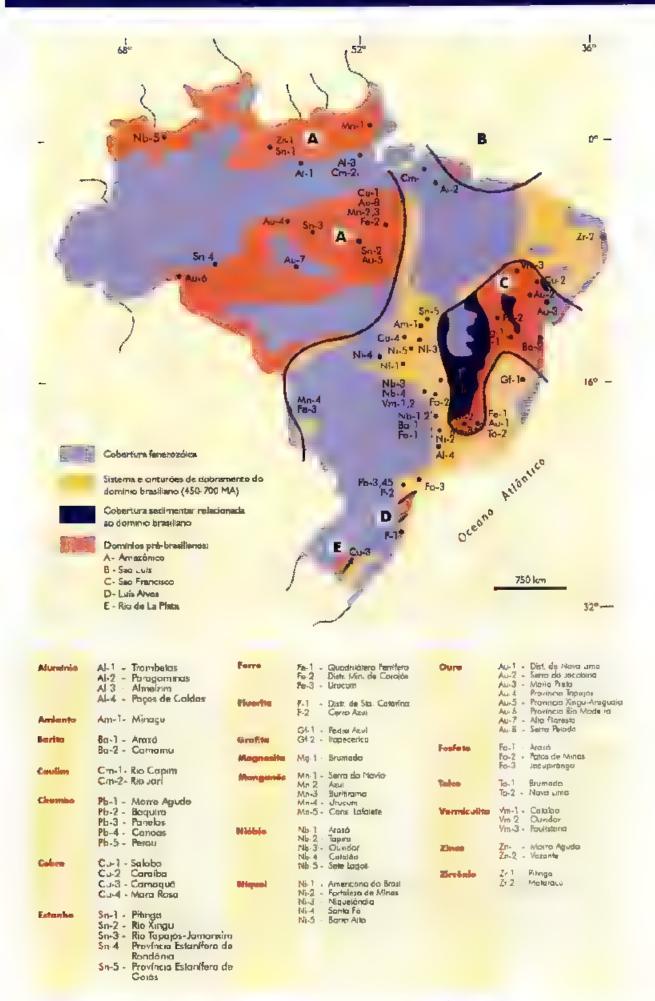


Fig 21,19 Loca ização de distritos e depósitos minerais mais importantes do Brasi.

te ou insuficiente, embora a posição de um dado bem mineral possa variar no tempo entre essas três classes. No Brasil, atualmente, móbio, ferro, bauxita, manganês, grafita, vermiculita, níquel, caul m, entre outros, exemplificam o caso de bens minerais ex cedentes, ao passo que fosfato, potássio, enxofre, combustíveis fósseis e chumbo podem, entre outros, exemplificar a situação de bens minerais insuficientes, necessitando ser importados para o completo atendimento da demanda interna.

A razão entre reserva e produção anual, que pode ser expressa em anos, fornece uma estimativa de duração das reservas conhecidas (Fig. 21.20) e sob esse critério qualificam-se as reservas em abundante (duração acima de 20 anos), suficiente (duração aproximada de 20 anos) ou carente (duração menor de 20 anos). A referência temporal convencionada (20 anos) representa o período de tempo no qual novos depósitos poderiam ser descobertos ou minas já conhecidas poderiam ser ampliadas ou, a nela, a implementação de novas técnicas de modo a permitir a utilização de minerios ate então descartados, levando a alterações no quadro de previsões de duração de reservas minerais.

A produção física de bens minerais tem, do ponto de vista econômico, um significado muito relativo se não associarmos a ela o valor da substância produzida, pois há bens minerais extremamente vallosos e outros com preço unitário muito baixo. Por exemplo, o valor da produção de centenas de milhões de toneladas de minério de ferro pode ser comparável àquele de apenas centenas de toneladas de produção de ouro. Assim, o elevado valor da produção mineral de um país dependerá bas camente das quantidades de minérios valiosos produz das e que comumente podem corresponder quantitativamente a produções físicas menos express vas.

A importância da indústria extrativa mineral pode ser melnor percebida, no contexto econômico, consi derando-se a indústria de transformação mineral que a sucede na cadeia produtiva e que soma valor a matéria prima mineral primária. Entre outros, por exemplo, estão os segmentos metalurgico, petroquimico, de cimento e de fertilizante que transformam, respectivamente, a cassitenta em folha de flandres, o petróleo em combustíveis, o calcário em cimento e a apatita em ácido fosfórico.

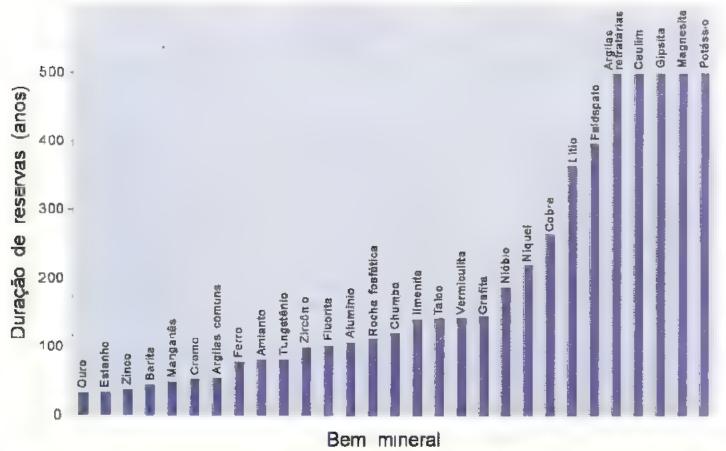


Fig. 21.20 Duração estimada de reservas brasiteiras de alguns bens minerais, com base na razdo reserva/produção anuai. Dados de Anuano Minera Bras eiro. 1997 e Sumar o Minera , 1998. Departamento Nacional da Produção Mineral.

O Brasil vende e compra diversos produtos de origem mineral que são agrupados em quatro classes (Fabela 21-8), constituindo o denominado setor mineral, conforme sistematização do Departamento Nacional da Produção Mineral.

O Pats possui uma pauta diversificada de exporta ções de bens minerais primários, na qual destacam se o minério de fetro, além de bauxita, rochas ornamentais, manganês, cautim, amianto, diamante e magnes ta. Por outro lado, o consumo doméstico depende em diferentes graus da importação de vários produtos de origem mineral, dos quais o petroleo tem sido o item mais oneroso, apesar dos avanços na produção interna com base em novas descohertas realizadas pela Petrobras. Produção insuficiente ou ausência de recursos minerais economicamente viaveis implicam pesada dependência externa de outros bens minerais, tais como carvão metalurgico, cobre, fertilizante potássico, enxofre, gas natural, fosfato, útânto e chumbo.

21.6 Recursos Minerais e Civilização

O estilo de vida que herdamos, praticamos e que certamente passaremos para as próximas gerações é inegavelmente dependente do uso e de aplicações de recursos minerais. São muitos os exemplos de situações cotidianas que se viabilizam à base da extração de recursos minerais. Basta olharmos atentamente ao redor de nosso ambiente de trabalho, em nossa casa, na escola e mesmo no lazer para que identifiquemos equipamentos, aparelhos, móveis, atensílios — uma sétie de objetos — cuja fabricação envolve uma variedade de produtos derivados de bens minerais de todas as classes (metais, não-metálicos, combustíveis fósseis, metais preciosos, gentas, etc.).

As atividades industriais modernas em diferentes áreas de metalurgia, química, fertilizante, cimento, construção civil, elétrica, etc usam e transformam bens minerais, gerando produtos manufaturados, inimagináveis pelos nossos antepassados, que permitem a execução de nossas atividades com eficiência e certo conforto.

Se analisarmos os usos que a humanidade faz dos diversos bens minerais, perceberemos a dependência que temos deles e, se somatmos as quantidades utilizadas, poderemos chegar a números no mínimo curiosos em termos do consumo *per capita* desses bens (Fig. 21 21), em particular nos países altamente industrializados.

Tabela 21.8 Classificação e exemplos de produtos de origem mineral comercializados pelo Brasil.

Classes	Produtos - Exemples -
Bens minerais primárias	m nério bruto ou benefic ado, mas ainda substância m nera m nério de ferro (hematita) concentrado de minério de cobre (calcopirita)
Semi-manutaturados	produtos da naústria de transform ição minerai: ferroligas, cátodos () cobre
Manufaturadas	pradutos camerciais finais tubas de aço, chapas de cobre
Compostos químicos	produtas específicos da naústria de transtormação m nera da área químico, óx do férrico, cloreto de cobre

Diferentemente de outros recursos naturais, tais como os de origem vegeral ou animal, a maioria dos recursos minerais não é renovável, e a extração se da numa velocidade bem maior do aquela com que eles se formam (milhares ou mesmo milhões de anos). Uma vez lavrados e utilizados, eles podem não mais se formar na escala de tempo da vida humana. Decorre daí a disponibilidade finita de bens minerais, pelo menos em termos dos tipos de depósitos que atual mente conhecemos e que estamos habituados a lavrar. Uma estimativa de duração de reserva de um dado bem mineral pode ser visualizada, de uma forma simples, pela razão entre sua reserva e sua produção atuais (Fig. 21.22).

Os aproximadamente seis bilhões de hab tantes da Terra estão progressivamente procurando o bem estar que o consumo mineral pode proporcionar e pressionam para que sejam encontrados e produz dos cada vez mais bens minerais. No entanto, notamos uma distribuição desequilibrada do consumo dos bens minerais, cabendo a maior fatia aos países industrializados, ao passo que um menor consumo caracteriza os menos desenvolvidos. Para estes países é lógico prever que, com o aumento do padrão de vida, passarão a consumir sua parte



Fig. 21.21 Consumo anual médio de alguns recursos minerais por pessoa nos E U.A. Forte. Craig, Vaughan, & Skinner, 1996.

de minerais, necessária a seu desenvolvimento, le vando o consumo mineral per capita a crescer mais rápido e implicando a intensificação da produção mineral. O crescimento populacional é também um fator de aceleração da produção mineral. Embora a taxa de expansão demográfica venha diminuindo globalmente, é evidente que o consumo de vários bens minerais tem crescido mais rápido que a população, tal como é observado com o petróleo (Fig. 21.23).

Essa situação delega, em particular aos geólogos, uma grande responsabilidade, pois eles têm a missão de procurar e identificar depósitos minerais, assim como avaliar suas características com vistas à obtenção do bem mineral. Nesse contexto pode-se perguntar: será possível descobrir novos depósitos minerais parecidos com os de hoje, quanto a porte, teor e viabilidade técnica e econômica? Boa parte dos bens minerais, notadamente aqueles de elementos menos abundantes, é historicamente lavrada com teores decrescentes e com isso os custos energéticos são cada vez mais elevados para transformar esses minerios em produtos manufaturados.

Fisicamente, os recursos minerais são praticamente inesgotáveis, pois a crosta terrestre dispõe de gigantescas quantidades de substâncias minerais úteis, porém, ocorrem em concentrações menores do que aquelas atualmente exigidas para que sejam lavradas. No entanto, a utilização de recursos minerais a teores progressivamente decrescentes, implicando maiores custos energéticos, será viável somente se dispusermos de fontes abundantes e baratas de energia, pois esta é um insumo essencial na extração e tratamento de bens minerais, assim como na fabricação de seus produtos derivados.

Além disso, estamos nos tornando cada vez mais conscientes de que sua produção e uso devem ser conduzidos preservando o meio ambiente. A produção e uso inadequados do bem mineral podem direta ou indiretamente levar a diferentes formas da degradação ambiental, outrora de efeitos locais ou regionais, agora amplos (aquecimento global, chuva ácida, deterioração da camada de ozônio, poliução de reservatórios de água etc.). Assim, não só a provável futura escassez do bem mineral nos aflige, mas também as conseqüências nocivas e, às vezes, desastrosas de sua lavra e utilização.

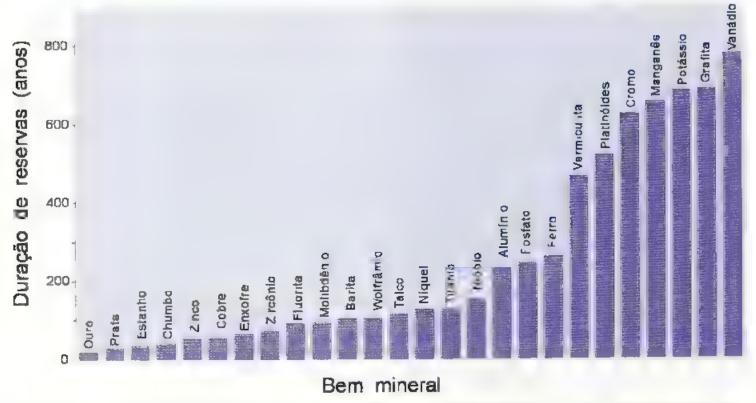


Fig. 21.22 Estimativa de duração das reservas mundiais para a guns bens minerais com base na razão reserva/produção anua Dados do Sumár o Minera , Departamento Nacional da Produção Mineral, 1998

À pressão exercida por esses fatores levou à elaboração do concetto de conservação do recurso como sendo o uso adequado do bem mineral ("sabendo usar, não va. faltar"): evitar o excesso e atender às necessidades de melhona das condições de vida da nossa geração e da futura.

Apesar dessa complexidade, a perspectiva é otimista. Cremos que a engenhosidade do ser humano levará ao surgimento de novas tecnologias em suas diversas atividades, paralelamente ao crescimento contínuo da população, ainda acelerado em certas regiões do nosso planeta. Em particular na indústria extrativa mineral e na indústria de transformação mineral, as inovações tecnológicas incidinam em suas diferentes fases ou eta pas, levando, por exemplo, a um melhor aproveitamento dos recursos minerais já conhecidos, ao incremento da reciclagem de produtos manufaturados ou à viabilização de recursos outrora marginalizados.

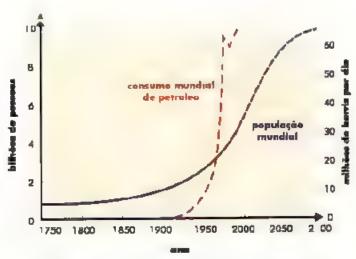


Fig. 21.23 Relação entre o cresc mento da população mundial e o consumo de petróleor este aumenta mais rapidamente que a população. Fonte Kes er, 1994

Leituras recomendadas

- CRAIG, J. R.; VAUGHAN, D. J.; SKINNER, B. J. Resources of the Earth Origin, Use and Environmental Impact. New Jersey: Prentice-Hall, 1996.
- EVANS, A. M. Ore Geology and Industrial Minerals an Introduction. 3ⁿ ed, Oxford; Blackwell, 1994
- KESLER, S. E. Mineral Resources, Economics and the Environment. Cambridge: MacMillan College Publishing, 1994.
- PRESS, F.; SIEVER, R. Understanding Earth. 2ª ed. New York: W. H. Freeman and Company, 1998.
- SKINNER, B. J.; PORTER, S. C. The Dynamic Earth. New York: John Wiley & Sons, 1995.
- TARBUCK, C. J.; LUTGENS, F. K. Earth An Introduction to Physical Geology. New Jersey: Prentice Hall, 1996.

RECURSOS NERGÉTICOS THE REAL PROPERTY. Fabio Taioli

energia é o grande "motor" do sistema Terra. Ao mesmo tempo, nao há animal ou vegetal que subsista sem consumir alguma for ma de energia. Os vegetais utilizam a energia proveniente do sol para efetuar a fotossíntese e assim fabricar seus constituintes. Os animais, por sua vez, alimentam-se de vegetais ou outros animais para obtet a energia necessária e se manterem vivos

Os seres humanos aprenderam ao longo dos séculos a utilizar diversas formas de energia que sao encontradas na Terra, sendo este um fator de extrema importância no desenvolvimento da civilização, permitindo a fabricação de instrumentos e armas, além de proporcionar o cozimento de alimentos e aquecimento de ambientes. A habilidade de obter e utilizar energia tem permitido que a humanidade ocupe áreas do planeta onde o clima é extremamente adverso, locomova-se de forma rá pida e mantenha um complexo sistema de civilização, empregando diferentes fontes energéticas em distintas regiões do planeta. Os recursos energéticos unlizados atualmente pelas nações industrializadas são os combustíveis fósseis (carvão mmeral, petróleo e gás natural), hidreletricidade, energia nuclear e outras formas de energia menos difundidas como geotérmica, solar, eólica, proveniente da biomassa, de marés e, mais recentemente, de ondas

22.1 Biomassa

A biomassa foi, sem dúvida, o primeiro recurso energético utilizado pela humanidade. A queima de lenha foi responsável pelo fornecimento de energia desde os primórdios das civilizações, sen do utilizada principalmente nos países menos desenvolvidos. Estima-se que cerca de 10% dos fogões existentes na Terra ainda utilizem lenha como fonte de energia. Apesar de envolver a des truição de florestas, o cultivo controlado de árvores pode ser uma importante forma de geração de energia a custos relativamente baixos.

A biomassa pode também ser utilizada para a produção de combustíveis (por exemplo etanol e metanol), que podem substituir com certas vantagens outras fontes de energia (ver o quadro sobre o Proa.cool).

22.2 Combustíveis Fósseis

Os combustíveis fósseis recebem esta denominação por derivarem de restos de plantas e animais soteritados juntamente com os sedimentos que formam as rochas sedimentares. O tipo de combustível fóssil formado depende da matéria orgânica original e da sua subsequente história geológica.

22.2.1 Carvão Mineral

O carvão mineral é utilizado há mais de 2.000 anos, desde a época da ocupação romana da Inglater ra, quando era usado para aquecer as casas dos romanos. No entanto, sua importância maior surgiu com o desenvolvimento das máquinas a vapor, graças a seu alto conteúdo energético e sua grande disponibilidade na Europa e Ásia, e posteriormente no nordeste dos Estados Unidos. Ainda hoje é um componente importantissimo na matriz energética (conjunto de fontes de energia que abastecem um país) de diversos países, por exemplo, Estados Unidos e China.

No Brasil, a existência de carvão no sul de Santa Catarina é conhecida desde 1827, quando tropeiros, acampados na região conhecida como Barro Branco, perceberam que algumas das rochas que haviam utilizado para a montagem de uma fogueira haviam entrado em combustão, transformando-se em cinzas. No entanto, foi somente durante a 2ª Grande Guerra que a exploração de carvão ganhou relevância, devido à necessidade de substituir os combustíveis importados. Outro grande avanço se deu após a primeira grande ense do petróleo (1973/1974), quando houve um enorme incentivo à produção de recursos energéticos alternativos. Atualmente a produção brasileira de carvão mineral é praticamente toda consumida em termoelétricas, ou seja, em usinas de geração de energia elétrica a partir do calor gerado pela combustão do combustíve, representando hoje cerca de 1,5% da matriz energética do Brasil.

Como se forma o carvão?

O carvão é uma rocha sedimentar combustível, formada a partir do soterramento e compactação de uma massa vegetal em ambiente anaeróbico, em bacias originalmente pouco profundas (da ordem de dezenas a centenas de metros). À medida que a matéria

orgânica vegetal é soterrada, înicia-se o processo de sua transformação em carvão, devido principalmente ao aumento de pressão e temperatura, aliados à tectônica. Graças ao ambiente anaeróbico, e com a crescente compactação, os elementos voláteis e a agua presentes na matéria orgânica original são expelidos, gerando, concomitantemente, uma concentração relativa de carbono cada vez maior. A principal materia-prima do carvão é a celulose (C₆H₁₀O₅), e, dependendo das condições de P e T, e do tempo de sua atuação, sua transformação pode gerar, progressivamente, turfa, linhito, carvão (também chamado de carvão beturninoso) ou antracito, de acordo com o grau de maturação ou carbonificação, exemplificado pelas seguintes equações:

$$5(C_nH_{10}O_n) \rightarrow C_{20}H_{22}O_4 + 3CH_4 + 8H_2O + 6CO_1 + CO$$
 liabuto

$$6(C_0H_1,O_5) \rightarrow C_{22}H_{20}O3 + 5CH_4 + 10H_2O + 8CO_2 + CO$$
 antracito

A Tabela 22.1 mostra a classificação adotada no Brasil para os diversos tipos de carvão mineral. O carvão é denominado húmico quando formado a partir de vegetais superiores de origem continental ou paludal e sapropélico ou saprotético, quando gerado a partir de algas marinhas. Os carvões húmicos só se formaram na Terra a partir do Devomano, periodo em que os vegetais superiores surgiram e passaram a ocupar grandes áreas. Hoje os carvões húmicos perfazem cerca de 95% das reservas conhecidas de carvão no mundo.

Os ambientes propícios à formação de depósitos de carvão são bacias rasas, deltas, estuános ou ambientes pantanosos, relativamente mal oxigenados. Muitos depositos ocorrem em sucessões de repetidas transgressões e regressões marinhas que, com a varia ção do nível de base, possibilitaram o avanço de florestas durante o recuo do mar, seguida de soterramento quando o mar invadiu a região costeira novamente. Isto explica a ocorrência, numa mesma região, de diversas camadas de carvão intercaladas por sedimentos.

A distribuição de carvão mineral no mundo é irregular. A Russia detem cerca de 50% das reservas conhecidas, enquanto os Estados Unidos contam com cerca de 30%. O Brasil conta com apenas 0,1% do carvão conhecido no mundo.

Tabela 22.1 Variação das características do carvão de acordo com o grau de carbonificação.

Partimetras	Turlo	Limbito	Carvão	- Antracito :
Densidade (kg/m³)	1.000	1 000 a 1.300	1 200 a 1 500	1 300 a 1.700
umidade(%)	65 a 90	15 o 45	1 a 3	
Carbono* (%)	± 55	65 a 75	75 a 90	90 a 96
Hidrogênio (%)	± 6	5	4,5 a 5,5	2 a 5
Oxigênio* (%)	± 33	25	3 a 11	4 a 11
Componentes Voláteis* (%)	± 6 0	± 40	10 a 45	3 o 10
Carbono Fixo (%)	± 25	± 35	25 a 80	± 90
Cinzas (%) (material não combustível)	± 10	± 9	0,5 a 40	3 ± 30
Poder Calorifico ca /g	4.000 a 5.700	Até 5 700	5.700 a 9.600	8 200 a 9 200
Britno	fosco	baixo	moderado	alto

^(*) medidos sobre o carvão isento de umidade e cinza

O carvão brasileiro

Os carvões minerais explorados no Brasil são do tipo humico, originados a partir de tecidos lennosos, celulose, esporos, ceras, resinas, géis, betumes e tudrocarbonetos derivados de uma paleoflora, típica do Carbonífero e Permiano do antigo paleocontinente Gondwana e por diversas especies de gimnospermas, prendúfitas (samambaias), licófitas e esfenôfitas extintas.

O carvão é produzido no Brasil a partir de depósitos na Bacia do Paraná, principalmente nos Estados de Santa Catanna e R o Grande do Sul, em rochas de idade permiana inferior (cerca de 260 Ma) (Fig. 22.1), à Fig. 22.2 mostra a distribuição do carvão mineral no Brasil.



Fig. 22.1 Mineração subterrânea de carvão na região de Chiciúma, Santa Catarina Foto S. L. Fide Maios



Fig 22.2 Distribuição de acomências e jaz das de carvão minera na bordo leste do Bacia do Paraná

Problemas Ambientais

A esploração do carvão minera, envolve a remoção, o transporte e o beneficiamento de grandes volumes de massa romeral, atividades que modificam o meio ambiente (Fig. 22.3). Contudo, a conscientização da necessidade da preservação do meio ambiente e a adoção de políticas que permitam um desenvolvimento sustentável são posturas relativamente recentes. Quan do a mineração do carvão no Brasil intensificou se, no início do século 20, poucos cuidados de preservação ambiental foram tomados. Com isso, muitas areas produtoras de carvão mineral têm sofindo as consequências indesejadas de tal atitude.

O carvão mineral, por se formar sob condições anóxicas, é comumente associado a sulfetos, principal mente a pirita. Exposta a ação do oxigênio do ar e da água, a pinta sofre oxidação, gerando uma solução de ácido sulfurico e sulfato ferroso, que é a principal fonte poludora. Quando estes produtos, provenientes dos depósitos de rejeitos e das minas, alcançam os cursos d'água, acid ficam as águas, aumentando o teor de sulfato, e desencadeiam uma série de reações químicas, como, por exemplo, a solubilização de metais pesados, ferro, manganês, cálcio, sódio etc. Adicionalmente, a reação exotérmica da oxidação dos sulfetos pode gerar calor suficiente para iniciar a autocombustão do carvão, com a liberação de H.S., alem do odor desa gradável, a liberação deste gás na atmosfera pode promover a posterior ocorrência de chuvas ácidas

Ate poucos anos atras os rejeitos das usinas de beneficiamento eram depositados a céu aberto sem qualquer criterio técnico, em áreas próximas às usinas, enquanto os efluentes (resíduos) líquidos eram lança-



Fig. 22.3 Mineração a cév-aberto de carvão na região de Charqueadas (RS), onde pode se observar o grande mobilização de material para exploração do carvão mineral Foto: S. L. F. de Matos

dos diretamente nas drenagens. So a partir do inicio di devada de 1984 e que as primeiras providencias oficiais foram tomadas para diminiar os impactos ambientais das atividades mineiras de carvão.

I mnora a acidineação dos nos e a geração de chuya acida sejam os mais graves problemas ambientais decorrentes da minoração do carvão, outros impactos, também graves, podem ocorrer, como degradação da passagem, subsidencia local, rebaixamento do nivel treatico, assore imento das drenagens, polaição dos selos e doenças rencionadas ao trabalho.

22.2.2 Petróleo e gás natural

O petróleo é conhecido desde tempos remotos A Bosta la traz referencias sobre a existencia de lagos de isfalto. Nanicodoriosor pavimentava estradas com esse produto na B. bilonia, enquanto os egipcios o un lizavim como imperincabilizante. Por varios seculos o petroleo foi unitzado para ilaminação.

Apesar da tecnica de perfuração de poços profundos ser do ninada desde 200 anos a C., o objetivo explos tono era sempre agua potável. Entretanto, durinte o secule XVIII ja eram cavados poços a profundidides du ité 50 metros que hascavam o petro eo. A vantagem desse procedimento era que o petroleo assum produzido era mais "leve" do que o aflorante nan ralmente, ou se a, com os seus constituintes mais volute s ainda presentes. No entanto, a construção des ses pocos era uma tarefa extremamente arriscada devio y a presença de gases altamente inflamáveis. No nicio do século XIX, as primeiras destilarias foram construidas, visando a separação dos constituintes do perro co. Parafelamente era desenvolvido o lampiao a querosene, que produzia uma chama muito mais brilhante e com muito menos fumaça do que os que ut lizavam petroleo brato ou mesmo oleo de baleia Na prime ra metade do seculo XIX, toram construidas tambem as primeiras refinarias, que processavam o perfoleo extra do dos poços cavados manualmente-

Am idema era do petroleo teve início quando um norte a nercano con recido como Coronel Drake en controu, petro leo — cerca, de 20 metros, de protendidade no oeste da Pensilvima, atrizando ama maquina perfuratriz para a construção do poço. Sua descoberta causou tanta sensação na epoca que em apenas um ano 15 retinarias de petroleo foram instaladas na região. Na verdade, nessa epoca, os primeiros exploracõres de petroleo foram pessoas ou empresas

ligadas ao ramo da mineração, que estavim acostumadas ao e elo da industria mineral, do ouro e do carvão. Nasses setores a minerio e retirado da mina ecomercializado ou armazenado em pilhas ate a chegada de um comprador. Para eles bavia também a possibilidade de interromper a mineração em epi cas de baxa demanda, sem que o m neno fosse perdido A exploração do petroleo mostrou se completamente diferente. Devido a seu estado liquido, apos a perturação normalmente ocorre sargeneia mitural, o que torna difici e extremamente oneroso tanto secarmazenamento para regular o flaxo de mercado. como seu transporte per grandes distancias, 1880, aliado à descoperta de inumeros outros campos petro iferos, fez com que diversos desses explorad > res, acosminados com outra reaidade, falissem e o preço do petroleo cuisse tremendamento. Para se ter uma deia, o preço do barril de petrolco cunidade de medida de volume que equivale a aproxim damente 59 litros) caiu de cerca de l 8820 em 1860 para l 88 0,10 em apenas dois anos

No entanto, a grande revolução da neustria do petroleo ocorreu com a invenção do simotores de combustao interna e a produção de automoveis em grande escala que deram à gas ilina (obtida a partir do refino do petróleo) uma utilidade mais nobre do que a simples quema ou descute nos rios (prática com in na secula XIX).

Petroleo e Gas

O petroteo é um liquido olcoso, normalmente com densicade men ir que a da agua. Sua cor varia cesde o men or até o preto, passando por verde e marroin.

Existem diversas teorias para explicar a origem di petróleo. A mais aceita atualmente é de sus or gem irganica, ou seja, tanto o petróleo como o gás natural são combustive s fosseis, a exemplo en carvio sua origem se da a partir de matéria organ da opinac palmente algas, soterrada juntamente com sedamentos acustres ou manithos.

Os ambientes que impetem a oxidação da materia orgânica são aqueles de rapida sedimentação ese plataformas rasas) ou de teor de oxigendo resurto (c.e. fundo oceánico). Em ambos os casos o ambiente anacróbico permite o aprisionamento de materia orgânica não oxidada. A semelhança dos processos que transformam restos vegetais em carvão m neral, vistos anter ormênte, a materia orgânica vai se

transformando, com a perda dos componentes voláteis e concentração de carbono até sua completa modificação para hidrocarbonetos. A grande diferença entre a formação do carvão mineral e dos hidrocarbonetos é a matéria-prima, ou seja, principalmente material lenhoso para o carvão e algas para os hidrocarbonetos, o que é definido justamente pelo ambiente de sedimentação. Normalmente, o petroleo e o gás coexistem, porém, dependendo das condições de pressão e temperatura, havera maior quantidade de um ou de outro. A Fig. 22.4 mostra as modificações da materia orgânica em hidrocarboneto com o incremento da profundidade e, consequentemente, das condições de pressão e temperatura.

A mais importante rocha-fonte de óleo e gás é formada por sedimentos finos, ricos em matéria organica, soterrados a uma profundidade mínima de 500m onde a rocha se comprime, diminuindo sua porosidade e, com a alta temperatura, induz os hidrocarbonetos a migrarem para cima, para um ambiente de menor pressão e maior porosidade. Esse movimento é chamado de migração primária.

À medida que o hidrocarboneto atinge materiais de maior permeabilidade, ele se move mais livremen te, porem, devido ao fato de sua densidade ser inferior à da agua, tende a subir para a superfície. Esta migração é chamada de migração secundária. Em seu caminho para a superfície, o hidrocarboneto, ao en contrar uma barreira relativamente impermeável, ira

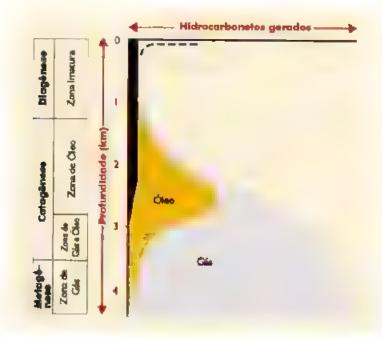


Fig. 22.4 Esquema simplificado da formação de hidrocarbonetos em função do profundidade

se acumular logo abalxo. Diversos tipos de rocha po dem ter esse papel, por exemplo folhelhos, argilitos, sal, etc. Essas rochas são chamadas rochas capeadoras. A rocha permeável em que o hidrocarboneto se acumula é chamada tocha reservatório

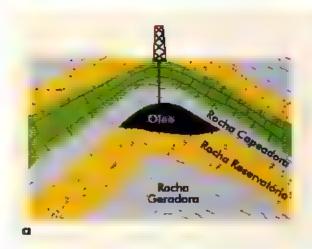
Caso esse sistema (rocha reservatório mais rocha capeadora) forme uma estrutura que bloqueie o movimento ascendente do hidrocarboneto, este se acumulará, formando, assim, uma estrutura armazenadora de hidrocarboneto. Esse sistema, com posto pela rocha reservatório e rocha capeadora, associadas à estrutura, e chamado armadilha ou trapa. Um aspecto curioso é que as concentrações de hidrocarbonetos apresentam, devido as diferenças de densidades, três níveis de fluidos, sendo que no superior fica o gás, no intermediario o petroleo e no inferior, agua.

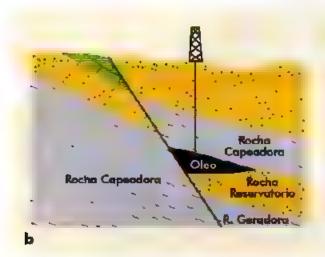
As armadilhas têm basicamente duas origens distintas: estratigráfica ou estrutural, mas podem ter diversas formas, sendo que alguns exemplos são apresentados na Fig. 22.5.

A "indústria" de hidrocarbonetos

A prospecção de hidrocarbonetos envolve as fases comuns de prospecção mineral, ou seja, o mapeamento geológico e geofísico da área, por meio de levantamentos aereos e terrestres, o processamento desses dados e sua posterior interpretação. Para elamente são perfurados alguns poços exploratórios para que os

dados de mapeamento sejam correlacionados com a estratigrafia da região. Dos poços exploratórios são extraídos testemunhos, submetidos a análises geoquímicas e paleontológicas que indicarão a possibilidade de existência de hidrocarbonetos na região. A partir do conjunto de dados adquiridos nessa fase, é elaborado um modelo geologico estratigráfico estrutural da bacia, que servirá de base para a locação de levantamentos de maior detalhe com vistas à defi nição de possíveis armadilhas portadoras de hidrocarbonetos. Uma vez identificada uma armadi lha em potencial (principalmente por meio de métodos geofísicos), é efetuada uma sondagem mecânica (perfuração) que irá comprovar a existência ou não do h.drocarboneto. Se encontrado, e iniciada a delimita ção da reserva, quando diversos furos de sondagem são efetuados visando a definição do volume de h.drocarboneto contido. A fase seguante é chamada de desenvolvimento, quando é montada a infra-estrutura para a exploração comercial (produção) do hidrocarboneto.





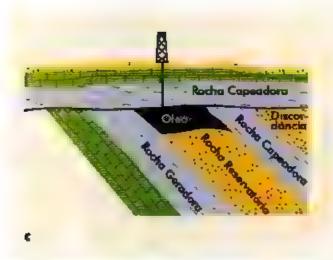


Fig 22.5 Exemplas de trapas: (a) anticlinal, (b) fa ha, (c) discordância

Durante a fase de produção, são efetuadas constantes reavaliações e reestudos que objetivam venificar se as hipóteses adotadas nas fases anterio res estão se confirmando. Eventualmente, poderão ser necessários estudos mais detalhados para venificar se a recuperação do hidrocarboneto esta ocorrendo de acordo com o esperado. Nesta fase utilizam-se levantamentos sísmicos de grande detalhe que geram imagens em três dimensões do reservatório.

Na moderna indústria de hidroxarbonetos, em todas as fases de exploração (ou prospecção) e produção, os diversos profissionais (geólogos, geofísicos, enge nheiros, químicos, físicos e matematicos) trabalham em conjunto, de forma a haver uma perfeita integração tios dados gerados por meio de cada técnica especifica. Essa atitude leva a um desenvolvimento de tecnicas indiretas de mapeamento e monitoramento, destacando se, entre elas, a sísmica de reflexão, capaz de gerar imagens de grande fide idade e correlação com a estrangrafia da área (Fig. 22.6).

Uma vez trazido à superfície, o petróleo é trans portado à refinaria para a separação de seus diversos constituintes, produzindo desde os combustiveis de uso consagrado, taís como gasolina, óleo diesel, óleo combustível, querosene, GLP (gás liquefeito de petróleo), até asfalto e outros produtos, já o gás natural após um beneficiamento muito simples, é utilizado diretamente como combustível.



Fig. 22.6 Seção sismica de uma armad lha e sua interpretação sismo estratigráfica

Ocorrência dos hidrocarbonetos no mundo

A ocorrência de hidrocarbonetos é variavel no espaço e no tempo, listo se deve ao fato de regiões outrora importantes produtoras terem exaurido suas reservas, ao mesmo tempo que novas reservas são descobertas em outras regiões.

Atualmente, a distribuição conhecida de h drocarbonetos no mundo é extremamente irregular, ocorrendo uma grande concentração de petróleo no Oriente Medio e de gás na Europa Oriental. A Fig. 22.7 mostra a distribuição das reservas conhecidas de petróleo e gás.



Fig. 22 7 D stribuição de petróleo e gás no mundo

Distribuição dos hidrocarbonetos no Brasil

No Brasi, jā existiam referências à existencia de petroleo na regiao do sul do Estado da Bahia desde o fi nal do século XIX; nessa época, durante a construção da Estrada de Ferro Leste Brasileiro, as terramentas utilizadas ficavam cobertas de óleo. Porém, a primeira des coberta de petróleo de interesse comercial data de 1938, no municipio de Lobato, Bahia, na bacia sedimentar do Reconcavo. Seguiram se descobertas na bacia de Sergipe Alagoas Em 1968 for descoberto o primeiro campo petrolífero na plataforma continental



Fig. 22 8 Distribuição das bacios sed mentares brasi e ras

brasileira (Sergipe), seguindo-se, en tão, diversas descobertas, tanto no continente (Bacia do Espírito Santo, Bacia Potiguar, Bacia do Sol.mões e mats recentemente na Bacia do Paraná) como na plataforma continental (Potiguar, Campos, Foz do Amazonas, Ceará, Santos e Costa da Bahia) (Fig. 22.8). A Bacia de Carnpos possui as maiores reservas de petróleo conhecidas no Brasil, destacando-se os campos de Albacora, Marlin e Barracuda, todos em águas profundas (lámina d'água superior a 800 metros), o que exigiu o desen volvimento de tecnologia especial para torná-los produtores (Fig. 22.9)



Fig. 22.9 Mapa da Bacia de Campos mostrando os campos petrolíferos em exploração

Apesar de as Bacias do Recôncavo e de Sergipe-Alagoas terem sido importantes produtoras, atualmente as Bacias de Campos e Potiguar respondem por quase toda a produção de hidrocarbonetos do Brasi...

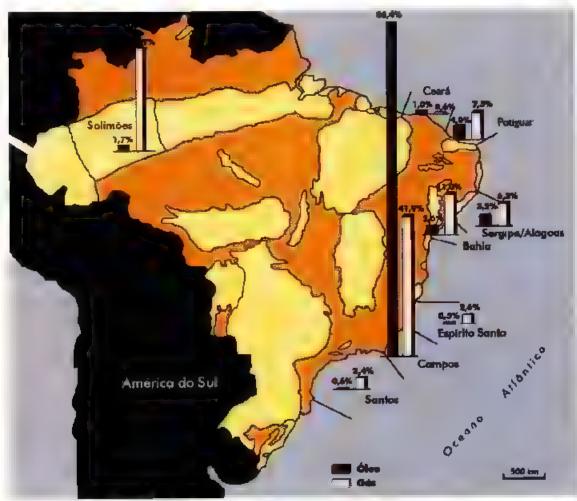


Fig 22 10 Mapa com a distribuição de petróleo e gás no Brasil.

Impactos ambientais devidos à exploração e consumo de hidrocarbonetos

Como os outros combustíveis fósseis, os hidrocarbonetos devem ser de alguma forma que mados para aproveitar a energia neles armazenada.

Se imaginarmos que uma imensa quantidade de combustivel ficou armazenada durante milhões de anos em sub-superficie e depois, em poucas décadas é queimada, é intutivo imaginar que essa queima irá gerat uma grande quantidade de CO, num espaço de tempo relativamente pequeno. Sabe-se que o CO, na atmosfera deixa passar os ralos solares, mas tende a absorver os raios infra vermelhos irradiados pela Terra, funcionando como uma camada de "isolante" térmico Portanto, essa produção de CO, anormal, derivada da queima de grande quantidade de combustível, poderá provocar o aquecimento global da Terra, conhecido como efeito estufa, acarretando o derretimento das calotas polares e inundação de terrenos litorâncos ou de baixa a titude. É exatamente esse o malor dano ambiental atribuido ao uso de hidrocarbonetos.

Outros danos dizem respeito à geração de SO_a e NO_a durante a queima, que vão se concentrando na atmosfera e, na presença da água geram ácidos que se precipitam em forma de chuva ácida, com evidentes reflexos na biosfera em geral e na saúde da população em particular. Podem, ainda, ocorrer eventuais derramamentos acidentais durante o ciclo produtivo do hidrocarbone. Exemplos marcantes foram os acidentes na costa ou Alasca em 1989 e na Baía da Guanabara em 2000, que provocaram a morte por asfixia de milhares de animais.

22.2.3 O Folhelho Betuminoso

O folhelho betuminoso (também chamado de "xisto" betuminoso) é uma rocha de granulação fina, relativamente tica em petróleo que não sofreu os processos de migração. Devido à baixa permeabilidade intrínseca da rocha, a extração desse petróleo exige um processo de beneficiamento que só se torna economicamente viáve, se a quantidade de óleo contida for maior do que 40 litros por tonelada de rocha.

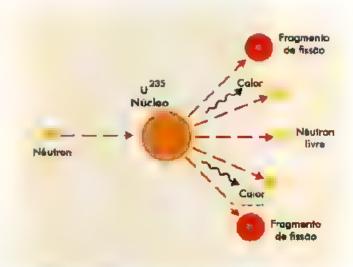
No Brasil encontra-se a segunda maior reserva de folhelho betuminoso do mundo, na Formação Irati, Bacia do Paraná, explorada economicamente há vários anos no municíp o de São Mateus do Sul (PR), graças a um inovador processo de beneficiamento desenvolvido pela Petrobrás e de nominado "Petrosix".

22.3 Energia Nuclear

A energia nuclear é gerada pela fissão do núcleo do elemento Urânio (235U) por bombardeamento de neutrons (F.g. 22.11). Esta reação libera três nêutrons e calor. Os nêutrons liberados ativam novas reações que liberam mais nêutrons e mais calor, produzindo uma reação em cadeia. A partir do desenvolvimento de sistemas de controle dessa reação em cadeia, que ocorreu em 1942, foi possível utilizar a energia produzida na reação tanto para fins militares (na 2º Grande Guerra), como para obtenção de energia termoelétrica Atualmente estão em operação no mundo todo cerca de 440 usinas nucleares. É uma importante fonte de energia para alguns países, por exemplo na França, onde 75% da energia elétrica é produzida por usinas nucle ares. No Brasil a energia nuclear ainda foi pouco explorada, tendo-se somente a Usina de Angra dos Reis em operação.

Os sistemas de geração de energia por fissão nuclear são chamados de reatores, e fazem parte das usinas geradoras de elemeidade, conhecidas também como usinas termonucleares, uma vez que a geração de energia elétrica é feita através de turbinas movidas a vapor de água, aquecida por combustível nuclear

Podemos encontrar na natureza três isótopos de ura nio em proporções desíguais. ²⁸U representa cerca de 99,3% de todo urânio encontrado, enquanto ²⁵U perfaz 0,7% e ²⁵⁴U contribui com algo em torno de 0,005° o.



Hg. 22.11 Esquema da fissão nuclear do ²³⁵U.

O ²³⁵U é o único elemento fissionável que ocorre naturalmente, sendo, portanto, essencial para a produção de energia nuclear. No entanto, para ser utilizado como combustível, o minério deve ser concentrado até atingir um conteúdo de urân.o de cerca de 3%, na forma de UO, gerando o produ to chamado de urânio enriquecido. Por outro lado, o ²³⁸U, apos bombardeado por nêutrons, transfor ma-se em ²³⁹Pa (plutônio), que é fissionável. O urânio enriquecido é colocado dentro de tubos feitos de uma liga metálica de zircônio e estanho (zircalos) o a, eventualmente, de aço moxidável. Es tes tubos são enfeixados formando um arranjo reticulado que varia de tamanho, geometria e quantidade de tubos, dependendo do tipo de reator

Existem basicamente dois tipos de reatores, conhecidos como BWR (boiling water reactor — reator de água fervente) e PWR (pressurized water reactor — reator de água pressurizada). Em média, os reatores do tipo BWR utilizam arranjo de aproximadamente 60 tubos pesando cerca de 320 kg, dos quais 180 kg são de urânio enriquecido. Já os arranjos para os reatores do tipo PWR pesam cerca de 650 kg, dos quais 460 são de urânio enriquecido, dispostos em 260 tubos. Os reatores BWR têm, em média, 750 arranjos, enquanto os do tipo PWR têm cerca de 150. A vida útil desses arranjos de combustível nuclear varia de 4 a 6 anos, quando então devem ser substituídos.

22.3.1 Como o reator funciona?

O reator nuclear é formado por uma cápsula de contenção que envolve a cápsula do reator, um certo número de arranjos de combustível nuclear, um circuito de tubos que leva água do reator para um gerador de vapor e de volta ao reator por meio de uma bomba, outro circuito de tubos que transporta o vapor de água à turbina geradora e outra bomba que faz o seu retorno para o gerador de vapor para ser reaquecido (Fig. 22.12). A chave do processo é o controle da reação em cadeia gerada pela fissão do 235U, que produz calor. Esse controle é obtido por meio da inserção de varetas metálicas que absorvem nêutrons (feitas de cádmio ou boro), entre os arranjos de combustível, limitando a reação. Adicionalmente, como os arranjos de combustível são mantidos em água circulante, são resfriados, evitando a fusão do núcleo do reator. Se as varetas de controle forem todas inseridas entre os arranjos de combustível, a reacao cessa, enquanto sua progressiva retirada gera cada vez mais calor.

Uma reação em cadeia de fissão estável no núcleo é mantida controlando-se o número de nêutrons que causam fissão, bem como a concentração de combustível. Uma concentração mín.ma de combustível é necessária para assegurar a reação crítica

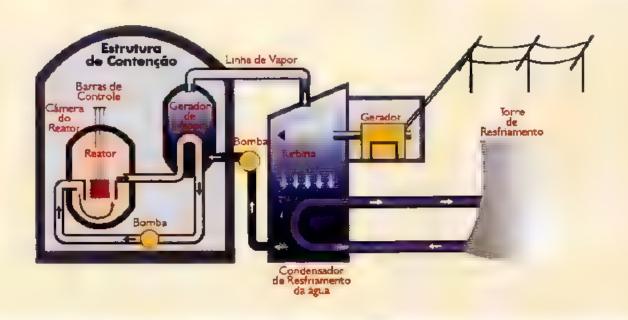


Fig. 22,12 Esquema simplificado de uma usina nuclear.

O nucleo do reator é mantido em uma caixa de aço inoxidável, sendo que, para uma segurança extra, o reator inteiro é guardado em uma construção de concreto.

No Brasil é gerada energia elétrica a partir de usi nas nucleares no município de Angra dos Reis (RI), com reatores do tipo PWR, com agua como elemento moderador.

22.3.2 Distribuição do urânio

A concentração media de uránto na crosta terres tre é de cerca de 2 partes por milhão (2 ppm). Para ser considerada jazida, a concentração de uránio deve ser de 400 a 2,500 yezes sua concentração media.

No Brasil já foram estudadas e catalogadas dezenas de milhares de ocorrências de urânio. No entanto, uma ocorrência não leva necessanamente à descoberta de um depósito economicamente exploravel. A primeira unidade mineira e de beneficiamento do Brasil nuciou suas atividades em 1982 no município de Caldas (sul de MG), tendo fornecido combustível para as us nas nucleares de Angra dos Reis. Com a exaustão dessa mina, o urânio passará a ser produzido na região sudoeste da Bahia, nos municipios de Lagoa Real e Catité, que apresentam reservas estimadas em 100.000 toneladas de uránio, sem outros minerais associados. No Ceará, municipio de Itataia, há outra jazida com reserva estimada também em 100.000 toneladas. Recentemente "Hooticiada a descoberta, no Pagá, da mais extensa area do a undo em mineralização de uranio, com 600, km², potém os estudos para avaliação da reserva aipda estão sendo realizados

22.3.3 Energia nuclear (fissão) e meio ambiente

Energia nuclear e os possíveis efeitos adversos associados a ela têm sido motivo de muitos debates, pois o número de reatores em operação tende a aumentar e junto com eles os riscos e as reais possibilidades de desastres de terriveis consequências.

A unlização de combustível nuclear pode ser considerada uma forma bastante "limpa" de geração de energia elétrica, uma vez que não gera H,S ou NO, (óxidos de nitrogênio). No entanto, há varios problemas que devem ser considerados, por exemplo se uma usina sofrer um acidente e se romper, como o ocorrido em Chernobyl em 1986, onde erros de ope-

ração aliados a mau funcionamento dos sistemas de segurança provocaram o superaquecimento e posterior combustão do núcleo do reator, causando ama explosão liberando gases e partículas radioativas para a atmosfera. A repetição de um acidente desse tipo, contudo, é muito difícil de ocorrer uma vez que aque a usina utilizava tecnologia ultrapassada e fora de uso há muitos anos. Para se ter uma idéia, ocorreram apenas dois acidentes com vazamento de radioatividade em cerca de 50 anos de operação das usinas nucleares, evidenciando os grandes cuidados com a segurança das usinas. Contudo, deve ser lembrado que um único acidente com qualquer das usinas pode atingir grandes proporções, com efeitos ambientais duradouros. No entanto, o major problema ambiental diz respeito à disposição dos rejeitos radioativos gerados pela usina. Estes rejeitos são compostos de clementos radioativos de meia-vida longa. A grande questão é como dispor e isolar de maneira segura tais rejeitos, para não contaminar os recursos hidricos ou mesmo a atmosfera. Nenhum país usuário de energia nuclear encontrou uma solução definitiva para este problema que se agrava a cada ano à medida que novas unidades entram em operação e os rejeitos são acumulados em depósitos provisórios, sem con dições adequadas de segurança a longo prazo, inclusive no Brasit

Recentemente, atendendo à pressão dos órgãos ambientalistas, a Alemanha resolveu desauvar progressivamente suas usinas nucleares.

22.4 Energia Geotérmica

A variação da temperatura tanto espacial como temporalmente é uma das mais importantes propriedades físicas da Terra. Tal variação se reflete na superfície do planeta devido as pecunaridades sazonais e internamente em função da evolução térmica do planeta ao longo dos bilhões de anos de sua história (Caps. 5 e 15).

As diferentes temperaturas são o resultado de heterogeneidades laterais e verticais em pequena escala ou na escala da Terra. A tendência de equilibrio destas diferenças é regida pelo transporte de calor, que, sob o ponto de vista da Geologia, e mais especificamente da tectôn ca das placas (Cap. 6) influi na distribuição de calor na Terra, modificando o continuamente tanto no interior como nas camadas mais superficiais do planeta.

O gradiente geotérmico é simplesmente uma expressão da diferença de temperatura entre duas superficies ou dois pontos na Terra. O gradiente, assim como a temperatura, depende do tempo e de sua pos ção espacial, e sua dimensão é normalmente dada em °C/km.

Sempre que houver um gradiente térmico entre dois pontos, ocorrerá um processo dinámico que vise o estabelecimento do equilibrio diminuindo esse gradiente. Durante esse processo ocorre a transferência de calor do ponto mais quente para o mais frio, se gundo a direção do gradiente. Essa transferência de energia é chamada de fluxo térmico (Q). O fluxo termico, por sua vez, depende de uma característica de cada material, chamada de condutividade térmica. A un dade norma mente util zada para dimensionar o fluxo térm.co é mW/m²

A transferência de calor na Terra é dada, por sua vez, por meio de três mecanismos distintos, descritos a seguir

22.4.2 Condução

A transferência de calor por condução se dá pela transferencia de calor entre moleculas devido ao contato fisico entre elas. Portanto a condução depende da estrutura mo ecular do material. Desta forma, observa se que os metais são bons condutores de calor, enquanto as rochas em geral são pobres condutores. Dentre estas, as rochas básicas e ultrabásicas apresen tam melhor condutividade do que as alcalinas e ácidas.

22.4.3 Convecção

A transferência de calor causada pelo deslocamento de um fluido é chamada de convecção. Trata se de um processo extremamente mais eficiente do que a condução, predominando na astenosfera, e também no nucleo externo.

22.4.4 Radiação

Todo objeto emite energia na forma de radiação eletromagnética; a emissão na faixa de comprimento de onda entre 103 e 104 metros (região do infra vermelho) é um poderoso mecanismo de transferência de calor. Este processo pode ocorrer mesmo quando a transferência por condução e convecção é impossível, pois independe de contato molecular, e torna-se particularmente eficiente quando a temperatura do material ultrapassa os 1.000°C. É o mecanismo principal de transferência de calor do nucleo interno para as camadas mais periféricas.

22.4.5 Condições térmicas da crosta terrestre

Varios fatores ambientais afetam a temperatura das camadas superiores da crosta terrestre, sendo que três deles merecem ser citados

- a temperatura em sub-superfície é alterada por variações de temperatura tanto diárias como anuais ou de longo termo, o que é refletido, por exemplo, pelas glaciações e deglaciações;
- a distribuição de temperatura é modificada pela morfologia da superficie (por exemplo pela pre sença de cadeias de montanhas) e estruturas geológicas de regiões adjacentes à crosta (por exemplo pela presença de batolitos),
- movimentos de água, fluidos hidrotermais e eventos tectônicos que são capazes de movimentar grande quantidade de calor atraves de convecção ao invés de condução térmica.

Apesar da quantidade de calor irradiado pelo Sol e recebido pela crosta terrestre ser da ordem de 2.500 vezes o irradiado pela Terra, esta energia é diss.pada nos primeiros centímetros ou metros da crosta (Fig. 22,13). Portanto, são as fontes de calor internas na Terra que exercem total influência nos eventos tectónicos.

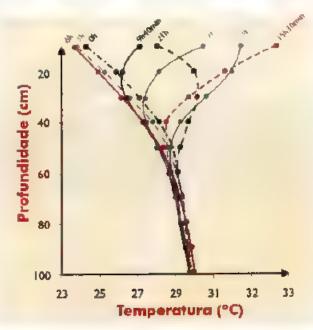


Fig. 22.13 Vanação da temperatura do solo a diferentes profundidades em diferentes harários do dia. Medidas efetuadas no Nordeste do Brasil

22.4.6 Fontes de calor da Terra

As teoras hoje aceitas para a origem do calor da Terra consideram duas funtes principais, o calor original, gerado por ocasião de sua formação, e o calor gerado pelo decaimento natura, de elementos radioativos presentes na composição química da Terra (Capitulos 3, 4 e 5).

A principal fonte de calor da Terra, a partir do Arqueano, tem sido o decamento isotópico de elementos radioativos de longa vida média (comparáve à idade da Terra, Estes elementos são apresentados na Tabela 22.2, com dados de suas abundancias relativas calculadas a partir do conhe cimento de suas meia-vidas. Evidentemente, durante os primeiros estagios do desenvo vimento da Terta, o ca or gerado pelo decamenta isotópico de elementos radioativos de meia vida média e curta contribuiu significativamente no balanço energético.

22.4.7 Comparação entre litosfera continental e oceânica

O fluxo térmico nos continentes e menor do que nos assoalhos oceánicos. Valores medios podem ser considerados 55 ± 5 mW/m² para os continentes e 95 ± 10 mW/m² para os oceanos. Além da diferença de condutividade térmica entre a crosta continental e oceânica (devido à própria diferença litológica), a diferença em fluxo térmico é tambem atribulda ao fenômeno de formação de nova crosta ao longo das cadeias meso-oceânicas

(Cap.6), onde a surgência de novo material rochoso e a ação hidrotermal nos oceanos com crosta oceânica ,ovem gera calor convectivo. Portanto, a med.da que se afasta das cadeias meso oceânicas ocorre uma grande diminuição no fluxo térmico

O fluxo térmico é mais elevado (100 a 200 mW/ m²) em regiões de crosta oceánica mais jovem, de caindo até um valor constante de 50 mW/m² para as rochas oceánicas mais antigas (200 mi.hões de anos), valor este que representa uma estabilidade da crosta oceánica. Por outro lado, o fluxo térmico em regiões continentais que experimentaram algum tipo de magmatismo ou metamorfismo é elevado, decrescendo para um valor constante de 40 a 50 mW/m² após 1 000 milhões de anos de tal atividade, e só entao atingindo a estabilidade. Uma vez que a concentração de materiais radioat vos na litosfera oceánica é tão pequena que chega a ser desprezivel, o fluxo térmico ai é função apenas do calor conduzido e do último evento magmatico. Ja para a litosfera continental, devido a sua maior heterogeneidade, o fluxo térmico advém da crosta inferior, manto superior, elementos radioativos, e tambem do áltimo evento metamórfico ou magmático.

Apesar das dificuldades para a determinação do valor de fluxo térm co, tanto em escala globa, como em escala local, áreas geotermicamente anômalas apresentam-se também sismicamente ativas, conforme já foi discutido nos Caps, 5, 6 e 17.

Tabela 22.2 Meia-vida e abundância relativa de isótopos produtores de calor no passado em relação ao presente.

	Meia vida x10° anos	Gerocod de calor (mW/kg)	Haje	10° bnos airás	2x10 ^s ands atrás	3x10° tinos otrás	4,5x10° anos atrás
40K	1,30	2,8	1,00	1,70	2,89	4,91	10,90
232¶h	14,01	2,6	1,00	1,05	1,11	1,16	1,25
239[0,704	56	1,00	2,64	6,99	18,50	80,00
238	4,97	9,6	1,00	1,17	1,36	80,00	2,00

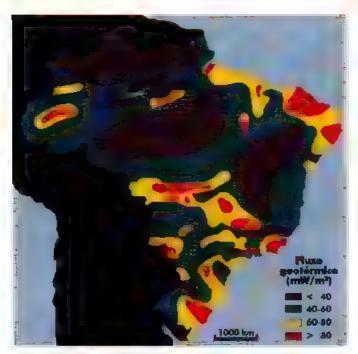


Fig. 22.14 Mapa do fluxo térm co do Brasil (cedido por V. M. Hamza

No Brasil há uma relativa estabilidade tectônica, porem, a distribuição geotérmica não é regular, como pode ser observado no mapa geotérmico apresentado na Fig. 22,14.

22.4.8 Sistemas de aproveitamento da energia geotérmica

A conversão do calor natural do interior da Terra (energia geotérmica) para aquecimento de edifi cios e geração de eletricidade resulta da aplicação dos conhecimentos geológicos à engenharia. A idéia de se trabalhar com o calor interno da Terra não é nova. Já em 1904, a energia geotérmica foi aproveitada na Italia usando o vapor seco. No entanto, o interesse pela energia geotérmica aumentou na crise energética da década de 1970, devido à eleva çao mundial do preço do petroleo, Constitui se numa fonte energética considerada limpa quando comparada às energias termoelétrica e nuclear, já que o vapor e água geotermal não produzem resíduos e geralmente contêm baixa quantidade de CO,, um dos gases que pode causar o aquecimento global pelo efeito estufa.

O desenvolvimento comercial de energia geotérmica é possível em regiões com fluxo relativamente alto de calor, ou seja, em áreas onde a fonte de calor, tal como o magma, é relativamente proxima à superfície (3 a 10 km) e está em contato com as águas subterrâneas circulantes. Um exemplo de local apropriado para seu aproveitamento comercial é onde ocorrem géisers, com atividade vul cânica recente, ou outros pontos quentes localizados próximos à superficie, que podem ser detectados utilizando métodos diretos (sondagem) ou indiretos (geofísica) de prospecção

Dependendo das características geológicas da área geotermicamente anòmala, diferentes sistemas de aprove.tamento são utilizados. Estes sistemas são chamados de: 1) convecção hidrotermal, 2] sistemas igneos quentes e 3) sistemas de geopressurização.

Sistema Convectivo Hidrotermal

Este sistema é caracterizado por um leito permea vel no qual circula uma quantidade variável de água quente. Os sistemas de convecção hidrotermal compreendem reservatórios naturais de água e vapor em profundidade. Próximo à superfície, onde a pressão é menor, a água flui na forma de vapor superaquecido, que pode ser captado e canalizado diretamente para turbinas para produzir eletricidade (analogamente a uma termoelétrica) (Fig. 22,15). Nesse sistema a recarga de água subterrânea lenta permite que as rochas quen tes convertam a água em vapor

Sistema Ígneo Quente

Este sistema pode envolver a presença de magma a temperaturas de 650 a 1.200°C, dependendo do tipo de magma. Mesmo se a massa ignea não estiver fundida, ela pode envolver uma grande quantidade de rochas quentes. Estes sistemas contém mais calor armazenado por unidade de volume que qualquer outro sistema geotermal; entretanto, neles falta a água quente de circulação que existe no sistema de convecção.

Alguns desses reservatórios geotérmicos com rochas quentes e secas, por serem subsuperficiais, são acessiveis para perfuração, podendo mesmo ser fraturadas com explosivos ou técnicas de hidrofraturamento. Assim, a água pode ser injeta da, a partir da superficie, dentro da rocha em um local e bombeada com temperaturas elevadas em outro local, recuperando-se o calor O vapor d'água assim produzido è utilizado na geração de energia elétrica, analogamente ao sistema convectivo hidrotermal (Fig. 22.16). Apesar de ser um sistema tecnicamente aplicavel para profundidades até 10 km, a tecnologia de perfuração e aproveitamento do calor ainda não está desenvolvida.

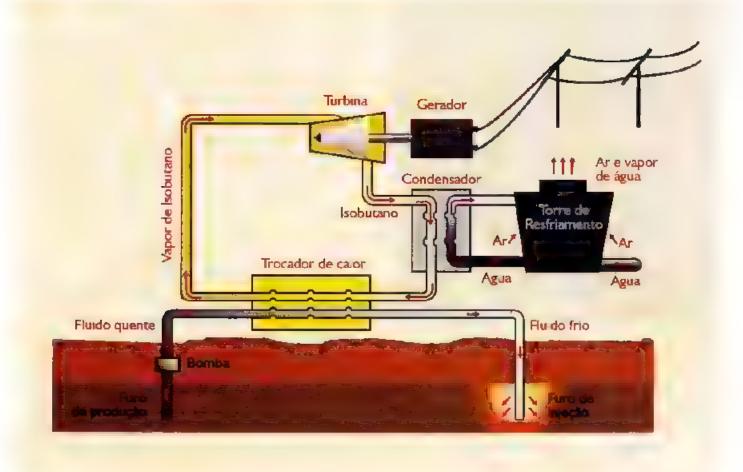


Fig. 22.15 Diagrama esquemático do aprovertamento de energia pelo sistema convectivo hidroterma

Sistema Geopressurizado

Este sistema ocorre naturalmente quando o fluxo normal de calor da Terra é impedido por rochas impermeáveis que atuam como um eficiente isolante termico. Tal situação pode ocorrer em sedimentos depositados rapidamente em bacias que estão passan do por subsidência regional. A água assim aprisionada ganha considerável pressão e consequente temperatura. Adicionalmente, a água aprisionada pode conter grande quantidade de gás metano, que também pode ser explorado

22.4.9 Utilizações de energia geotérmica

A utilização da energia geotérmica para fins elé tricos i il cictuada pela primeira vez no início do século XX na Itália, na região da Toscana. O aproveitamento de campos geotermais de regiões vulcânicas recentes encontra se em franca expansão. Vapores geotermais são empregados em usinas de produção de eletricidade em regiões da Europa,

Nova Zelândia, Japão, Islândia, América Central, América do Norte e América do Sul. Na ilha do Havaí, por exemplo, na primeira perfuração (1 970m) realizada nas proximidades do vulção Kilauea foi obtido vapor geotermal com temperatura de 350°C. A realização de outros poços na área permitiu a instalação de uma usina de energia de 25 MW responsável pela produção de um parte significativa da eletricidade da ilha.

O mator campo de exploração de energia geotérmica localiza-se na costa da Califórnia (ELA). Sao cerca de 600 perfurações que produzem vapor a 240°C extraído de um reservator o de arenito ar giloso muito fraturado. A produção atual alcança 1 200 MW de energia, suficiente para abastecer uma cidade com cerca de 1.000.000 de pessoas. A energia geotérmica é considerada uma fonte inesgotável de energia na escala humana de tempo, uma vez que a recarga de água meteórica que penetra alem dos limites externos da cobertura rochosa imper-

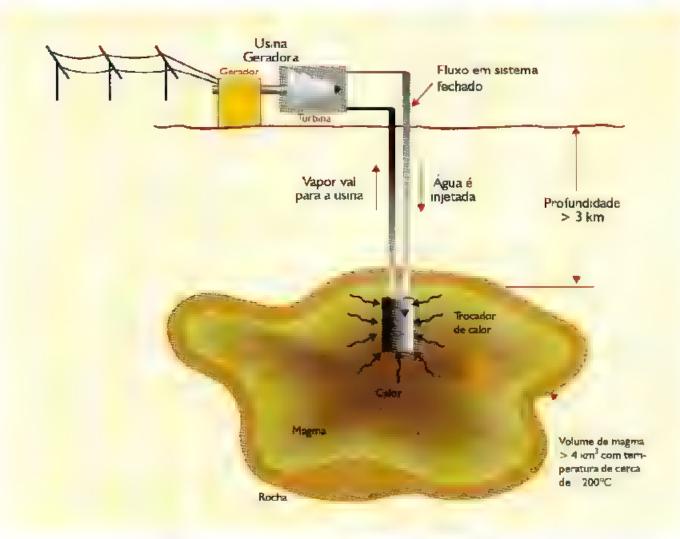


Fig. 22.16 Aprovertamento energético de um sistema faneo quente

meável é contínua. Entretanto, na usina da Califórnia a extração rápida de enormes quantidades de vapor tem causado uma diminuição na pressão com consequente redução na produção de energia no campo geotérmico. Novas técnicas de injeção de água e taxas menores de produção de vapor deverão ainda prolongar a vida útil deste campo por várias décadas Os aquiferos com baixo conteúdo de calor (baixa enta pia) podem também ser úteis para substituir fontes de energia mais caras em determinadas situações, uma vez que as tecnologias modernas de isolamento térmico permitem o transporte desses fluidos a distâncias superiores a 10 km sem grandes. perdas de calor. Águas com temperaturas inferiores a 100°C podem ser empregadas, por exemplo, em habitações e estufas, nas indústrias de la e de refri geração, nos processos de dessalinização de água do mar e na criação de animais.

Aplicações não elétricas dos fluidos geotérmicos a baixa entalpia já existem em muitos países do mundo. Por exemplo, na região de Paris, varios milhares de habi tações são aquecidas por águas com temperaturas entre 60 e 73°C, provenientes de profundidades em torno de 1.800 m. Na Islândia os géisers e fontes quentes que nascem em meio aos derrames de lava constituem parte da vida diaria. Em Reykjavík, a capital, a maioría das habita ções é aquecida e servida por águas com temperaturas até 100°C, cu as fontes termais são basaltos muito porosos. Essas águas quentes são unlizadas por lavanderias e também para irrigar a terra, possibilitando o cultivo de plantações próximas ao círculo ártico. As águas termais das Ihas vulcânicas do Japão são de longa data uma fonte de lazer, a exemplo dos tradicionais banhos comunitários até hoje praticados, bem como em hospitais nos programas de reabilitação de pacientes com artrose e reumansmo.

No Brasi a utilização dessas águas já ocorre em algumas regiões. Experimentos estimaram tempe raturas medias da ordero de 60°C para o aquifero Botucatu, bacia do Paraná (Cap. 7) para profund dades inferiores a 2,500 m. e em Presidente in dente (SP) aguas termais bombeadas da rocha basáltica em profundidade abastecem balneários Famosos são, também, os balneários de Termas do Rio Quente (GO) e de Gravataí (SC)

22.4.10 Impacto ambiental

Os impactos amb entais provenientes do apr veitamento intensivo de energia geotérmica sao talvez menores em extensão que as outras fontes de energia, uma vez que não é necessário o transporte de materia-prima ou beneficiamento do combustivel. Devemos lembrar que a energia geotérmica è aproveitada em locais bastante particulares e os problemas também serão localizados, consistindo em ruido ambiental é geração de gases Sua produção, ao contrário de outras fontes energeticas, não necessita de queima nem da disposição de rejeitos radioativos. Por outro lado, a exploração continua pode causar problemas de subs dencia devido tanto ao alívio de pressão do sistema (Cap. 7), como do resfriamento e consequente contração da rocha. Os demais problemas ambientais são advindos das obras de engenharia civ I necessarias para a implantação da usina.

22.5 Hidreletricidade

Barragens já eram construídas na antiguidade para regularizar o suprimento de água das cidades, para irrigação das lavouras e para o controle de mandações. Com o desenvolvimento do uso de energia elettica no final do século XIX, as barra geus passaram a ser atilizadas iambém para geração. de energia eletrica, aproveitando o gradiente hidráuaco dos rios, promavendo um fluxo de água continuo, que é utilizado para mover turbinas e geradores de energia elétrica. A seleção dos locais para a implantação de barragens leva em consideração a largura do rio e a topografia no entorno para maior aproveitamento do gradiente do no e para evitar a mundação de uma area muito extensa, ja que esta arca será inutilizada para outro aproveitamento econ im co.

A energia eletrica assim gerada é considerada como energia renovável, sendo muito utilizada no Brasil, principalmente nas regiões Sul e Sudeste, graças a extensa malha fluvial, responsável por cerca de 30% de toda energia utilizada no país (Fig. 22.17)

Os lagos formados pelas barragens dos rios podem propiciar o desenvolvimento da navegação fluvial, servir para a piscicultura, recreação e como fonte de agua tanto para o consumo humano como para imgação, tornando-se importante fator de desenvolvimento e via de escoamento da produção agrícola, ao longo do ri., além de serem utilizados também para o lazer

Apesat da getação de energia por hidrelétricas poder ser considerada limpa, têm sido colocadas restrições quanto à área inundada pela barragem. A relação entre a energia gerada e a area inundada e dependente da altara de crista da barragem e das condições ropográficas lo cats, sendo considerada ideal a relação de 1 lW por metro quadrado de área inuncada. A região Norte do Brasil, apesar da enorme malha hidrográfica, sofre restrições à implantação de mais usinas hidreletricas, justamente devido às suas caracter sticas topográficas, mu to planas, que exigem o alagamento de áreas muito maio res daquela considerada ideal, como pode ser observado na Tabela 22.3

Tabela 22.3 Comprometimento ambiental de algumas usinas hidrelétricas brasileiras

Usina	Produção/Área inundada (W/m²)
Xingó (SE/AL)	58,8
Segredo (SC)	15,3
Itaipu (PR)	9,4
Itapanca (PE)	1,8
Tucurul (PA)	1,4
Porto Primavera (SP/MS)	0 85
Serra da Mesa (GO)	0,67
Balbina (AM)	0,11
Ideal	10



Fig. 22.17 Usina de aproveitamenta mui pio Três rmaos (Pereira Barreto, SP). Foto CESP

Diversos fatores contribuem para aumentar as restrições a implantação de barragens. Finitic eles pode-se destacar a necessidade de Jesmatar a area do lago, ... poss bilinade de ocorrer salmização da água do reservatorio devido ao aumento da evaporação, a eventuanecessidade de deslocar cidades, povoados ou populaçics indigenas e a também eventual inundação de trações turísticas (a exemplo do que ocorreu com Sete Onedas (no rio Parana). Pode também ocorrer essorcamento nos reservatorios das barrascus, o que nvana. ma dimin nção significativa de sua capacido de de geração de energia e mesmo de sua vida útil Este lator se torna mais relevante pois, normalmente, a implantacao de ama barragem gera desenvolvimento populacional nas margens do lago e o consequente incremento na taxa de urbanização que, se não seguir um anejam, nto adequado, pode contribuir ainda mais para o assoreamento das lagos. Outro questionamento diz respeno a destinação que sera dada às barragens quan-

dis do termino de sua vida atta-

22.6 Outras Fontes de Energia

The second second

Alem das fontes de energia já apresentacias, outras fontes são utilizadas em pequena escala. Entre elas estada energia colica, produzida petos ventos e a energia solar loras fontes de energia apresentam grande vantagem sobre os combustiveis tósseis, uma vez que são tendivaveis. No entanto, o seu uso depende de aspectos economicos, tendo se mosmado viaveis para a geração de energidam, em regiões que não são assistidas pela rede de distribuição de outras fontes de energi-

22.6.1 Energia eólica

A energia eólica e produzada pela movimenta ção de há ices pela ação do vento. A ener secritorio pode ser unhada diretamente para bombear agua ou mover moinhos, ou ainda para gerar energia eletrica. O uso para bombear água e bistante antigo e conhecido, porém, a geração de energia eletrica so se tornos.



Fig. 22.18 Usina eá ca da Taiba, CE, que produz 5 MW é a primeira a ser implantada sobre dunas. Foto Wobben Windpower.

economicamente viável apos o desenvolvimento de rotores e geradores de alta eficiência. Hoje este tipo de energia é aproventado em várias partes do mundo que apresentam incidência constante de ventos, inclusive no Brasil, que dispõe de usinas em operação no Ceara (Fig. 22-18) e Paraná, alem de várias áreas potencialmente favoráveis, uma vez que o custo de energia cólica gerada torna-se competitivo à medida que as melhores possibilidades de aproventamento hidrelétinco forem se esgotando. É importante ressautar que, por se tratar de uma fonte limpa de energia e a área ocupada poder ser usada simultaneamente tanto pela aguicultura como pela pecuária, sua utilização tem crescido sensivel mente. Em 1990 a capacitade de geração instalada no mundo era da ordem de 2 MW, saltou para 10,2 MW

22.1 Proálcool

Com a primeira erise do petróleo ocornda no final de 1973, Liversos países incentivaram pesquisas para o desenvolvimento de energias alternativas. Dentro de tal cenáno, o Brasil eriou o que, sem duvida, tem sido a maior experiência mundial na produção e utilização de energia provinda de combustíveis derivados da biomassa no mundo.

Trata-se de um programa, cuado em 1975, cujo objetivo central era substituir parte das importações de petróleo, que comprometiam pesadamente a balança comercial do Brasil, devido ao seu repentino aumento de preços.

Esse programa visava a utilização de alcool (etanol) produzido a partir da cana-de-açucar em substituição aos combustiveis derivados do petróleo, princ palmente a gasolina. Para isso, deveu-se criar uma infra-estrutura de plantio, destuação e distribuição que atendesse a tai objetivo. Paralelamente, o programa exigia, por parte dos fabricantes de veículos automotores, um esforço de desenvolvimento tecnologico na adaptação dos motores movidos a gasolina.

A implantação do programa se daria paulatinamente, primeiramente com a adição de um percentual crescente (até 25%) de álcool à gasolina para, posteriormente, implantarem-se veículos movidos exclusivamente a álcool

O Proálcool foi sendo implantado com sucesso, apesar da sua inerente complexidade, devido à extensão territorial e a conjunturas políticas internas, sendo que em 1985 cerca de 96% dos automoveis novos eram movidos exclusivamente a álcool.

Aposar do êxito alcançado, a partir de 1986, com o decréscimo dos preços internacionais do petróleo, e paralelo aumento dos preços do açúcar, o álcool combustível perdeu sua competitividade, provocando uma crise no abastecimento interno. Tais fatores levaram a um relativo descrédito popular ao programa, decrescen do sensivelmente a produção de novos veículos movidos a álcoo. No entanto, o programa possibilitou expressivo desenvolvimento tecnológico tanto na área de refino como na biotecnologia e cultura da cana de açúcar.

Fica evidente que o futuro do Proálcool depende das oscilações do preço do petroleo. No entanto, o fator positivo é a disponibilidade de um programa bem-sucedido, com tecnologia própria, que, alem de utilizar uma fonte de energia renovável e menos poluente, quando comparada à energia produzida a partir de com bustíveis fósseis, é um fator importante na geração de empregos e desenvo vimento nas areas rurais.

no final de 1998, sendo a Europa responsáve, por mais de 60% dessa produção. Na Europa, estima-se que a partir de 2020 cerca de 10% de toda energia elétrica gerada será de origem cólica.

22.6.2.Energia solar

A energia solar é aquela apreventada da incidén cia de raios solares na superfície terrestre. Pode ser utilizada de forma passiva simplesmente para o aquecimento de água ou mesmo de ambientes, sendo que, nos áltimos anos, cada vez mais unidades coletoras de cal or podein ser vistas soorcos recuados nas cidades brasileiras. A energia solar pode também ser aprovertada por meio de células fotovoltaicas, que geram ama corrente eléttica capaz de carregar baterias. O custo relativamente elevado dessas células tem caido sensivelmente nos ulumos anos, possibilitando sua utilização em áreas que não dispõem de oluras formas de energia, a preços que, a longo prazo, tornam-se compensatorios, visto não necessidarem de extensas redes de distribuição. Levando em conta o retorno social que o acesso à energia eletrica propicia, o uso de células fotovoltaicas pode passar a ser um importante meio de promoção social, principalmente para as regiões mais distantes dos centros urbanos.

22.2 Fusão Nuclear

Em contraste com a fissão nuclear, que envolve a quebra de atumos pesados como o arâmo, a fusão nuclear envolve a combinação de elementos leves como o hidrogêmo para a formação de hélio, a exemplo do que ocorre no sol e outras estrelas. A Fig. 22 19 esquematiza a reação provocada na fusão, com a respectiva liberação de energia.

Em um hipotetico reator de fusão, dois isotopos de hidrogênio (átomos com diferentes massas devido a diferentes numeros de néutrons presentes no núcleo), deuténo (D) e tríno (T), são in etados na camara do reator onde são manidas as condições necessárias para a fusão (temperatura, tempo, densidade)

Como produto da fusão D.T. 20% da energia liberada e utilizada na formação de hé io, enquanto os outros 80% de energia são liberados em nêutrons.

Para a ocorrêne a desta fusão, no entanto, é necessária a criação de um ambiente com condições favoráveis. 1) temperatura extremamente elevada (aproximadamente 10) milhões de graus Celsius), 2) elevada pressão de confinamento, criando um plasma, c.3, confinamento do plasma durante um certo tempo de modo a assegurar que a energia liberada pela fusão exceda a energia necessaria para manter o material em estado de plasma.

A partir desse sistema, um grama de combustivel D-T (de um suprimento combustível de agua e litto) tem a energia equivalente a 45 barris de óleo, sendo que o Deuterio pode ser extraido economicamente da agua dos oceanos, enquanto o Tritto pode ser produzido em uma reação com litto em um reator de fusão.

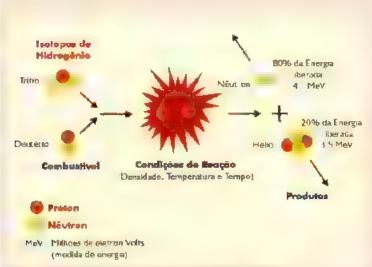


Fig 22.19 - Esquema da reação de fusão nucear

No entanto, para que a fusão nuclear se torne comercialmente vlável, as tecnologias de geração de altissimas temperaturas e pressões necessárias para sua ocorrência devem ser desenvolvidas.

A energia gerada a partir da fusão tena aplicações diversas, tais como a geração de energia elétrica e produção de combustíveis sintencos

Do ponto de vista ambiental, a fusão nuclear se mostra atraente quando comparada com os combustíveis fósseis ou com a fissão nuclear, pois gera uma quantidade mínima de resíduos alem da possibilidade de instalação de usinas próximas às regiões de maior consumo de energia.

22.3 E o Futuro?

Como fo visto neste capítulo, cada uma das alternativas de produção de energia apresenta algum tipo de impacto ao meio ambiente, que não tem sido contabilizado no seu custo. Os combustíveis fósseis apresentam problemas com respecto ao efeito estufa, a alternativa nuclear com a disposição final dos rejeitos radioativos e as barragens com a área inundada e a alteração do regime dos nos. As demais alternativas têm uma aplicação muito localizada. As questões inevitáveis são: 1) havera energia suficiente para suprir uma população crescente? 2) ate quando o planeta suportará a degradação ambiental causada pelas fontes de energia em uso atualmente? Os especialistas que se ocupam em avaliar o comportamento do mercado internacional e o futuro dos recur sos energéticos não acreditam que possa haver uma crise energética a curto prazo. Estimam que ha reservas de petroleo para mais um século de consumo, além da possibilidade de se implantarem muitas novas usinas nucleares. Paralelamente, o decrescimo de custo das unidades eólicas e fotovoltaicas tem levado a um incremento no uso destas alternativas. Prevéem, também, que em tempo muito menor (talvez 50 anos) já se tenha desenvolvido um recurso energético que substitua o petróleo e que não cause tantos problemas ambientais. Estas suposições explicam, em parte, a relativa estabilidade dos preços dos combustíveis fósseis.

Leituras recomendadas

- BUNTERBARTH, G. Geothermics an Introduction. Springer-Verlag, 1984.
- DEMETRIO, J. G. A. Perfis de temperatura na loca ção de poços tubulares no cristalmo do nordeste prasileiro. São Paulo: Instituto de Geociências - USP, 1998 (tese).
- KELLER, E. A. Environmental Geology. New York: Macmillan. 1996.
- PRESS, F & SIEVER, R. Understanding Earth. 2nd ed. New York: W. H. Freeman, 1998.
- RAHN, PH. Engineering Geology an Environmental Approach. New York: Elsevier, 1986.
- SKINNER, B.J. & PORTER, S. C. The Dynamic Earth: an Introduction to Physical Geology. New York: John Wiley & Sons, 1995.

53

A TERRA: PASSADO, PRESENTE E FUTURO



Thomas R. Fairchild

os capítulos precedentes, foram abordados os principais processos que constituíram e modificaram a Terra - platonismo, vulcanismo, tectonismo, metamorfismo, intempensmo, crosao, transporte, deposição e litificação, entre outros. Desde que a Terra se diferenciou em litosfera, hidrosfera e atmosfera há mais de 4 bilhões de anos, esses processos ditaram a evolução geológica e biológica. Por causa disso, costumamos dizer que o "presente é a chave do passado" e com isto podemos vislumbrar o vasto registro geológico de eventos passados. No en tanto, como vimos no Cap. 15, diversas observações indicam que o presente é muito diferente do passado, ainda que os processos geologicos atuais e do passado obedeçam às mesmas leis físicas e químicas. Por exemplo, estudos de planetologia comparada (Cap. 1) não deixam dávidas de que nossa atmosfera era originalmente muito parecida com as atmosferas de Venus e Marte (Tabela 23.1), apesar de hoje ser completamente diferente.

Evidências geologicas de todo tipo comprovam que a geografia atual dos continentes representa apenas o mais recente arranjo entre crosta continental, crosta oceânica e nível do mar num planeta dinâmico. Da mesma maneira, sabemos que o clima global já vanou muito ao longo do tempo. Isto é exemplificado, pelas numerosas oscilações entre períodos glaciais e interglaciais nos últimos três milhões de anos. Similar mente, a mosfera, em constante mudança e interação com a atmosfera, hidrosfera e litosfera desde que surgiu, transformou nosso planeta, diferenciando-o de todos os outros do Sistema Solar.

O paleontólogo sueco Stefan Bengtson apresenta uma visão interessante sobre esse tema. Para ele, o presente está mais para o "buraco da fechadura do passado" do que para a "chave", ou se a, o presente não abre a porta do passado, deixando a escancarada para nossa inspeção fácil e completa da historia geológica de nosso planeta. Muito pelo contrário, a visão do passado que o presente nos propicia, embora ra zoável, é algo limitada. A lição que Bengston nos ensina é que devemos atentar para a possibilidade de nos defrontarmos, em nossa análise do passado, com si tuações e fenômenos estranhos à nossa experiência e ao mundo atual.

Se o presente nos permite desvendar pelo menos parte do passado, então é igualmente verdadeiro que a análise deste passado pode nos ajudar a entender o presente e vislumbrar o futuro geológico. Trata-se de uma percepção nada trivial, especialmente no que dia respetto à ocorrência de desastres naturais (terremotos, enenentes, vulcanismo etc.) ou catastrofes induzidas pela humanidade (diminuição da biodiversidade, mudanças no nível do mar, alterações climáticas etc.). Assim, devido à visão abrangente de nosso planeta, o geólogo desempenha um papel fundamenta, não apenas na identificação e prevenção de riscos geológicos, como deverá ter uma atuação cada vez mais importante na resolução de grandes problemas que a humanidade enfrentara nas proximas decadas: suprimento de água potável, uso racional e degradação de solos, fornecimento de energia, exploração de recursos minerais tradicionais e alternativos e planejamento (e reorganização) urbano. Neste capitulo, identificate mos algumas das Linhas mestre da história geológica da Terra para que o leitor possa se situar, historicamente, no presente e avaliar, enticamente, o que podera ocorrer no futuro próximo. Afinal, como saber para onde vamos sem conhecer de onde viemos?

Tabela 23.1 Comparação das atmosferas de Marte, Vênus e Terra

Atributo	Vánus	Marte	Terra sem vida	Terra atual
D-бжао de carbono	96,5%	95%	98%	0,03%
Nitrogên o	3,5%	2 7%	1,9%	79%
Oxigênio	traços	0,13%	0,0	21%
Argônio	70 ppm	1,6%	0,1%	1%
Metano	0,0	0,0	0,0	1,7 ppm
Temperatura da superfície (°C)	459	-53	240 o 340	13
Pressão atmosférica total, em bares	90	0,0064	60	1

Formação femifera bandada (Quadri átero Ferrifero, MG), testemunho do oxidação dos materiais geológicos na supertide quando do beração de grande quantidade de oxigênio pera biosfera. Foto: T. R. Fairchild

23.1 O Ritmo e Pulso da Terra

Antes de discutir processos e fenómenos específi cos, faremos algumas considerações sobre a superposição dos ciclos, tendências seculares e eventos singulares na história de nosso planeta resultado do ritmo e pulso da Terca. Mesmo reconhecendo a utilidade do conceito do atualismo (Cap. 15), sabemos pelos registros geológico e fossilifero que o passado nunca foi igual ao presente. Mesmo com mais de seis mil anos de história da civilização documentada por escrito, é fato que o ser humano, desde que se socializou, ainda não experimentou toda a variedade e magnitude dos fenômenos geológicos mais comuns da Terra. Por exemplo, nem em tempos históricos nem nas lendas indigenas, há registros de ocorrência de grandes terremotos no Sudeste do Brasil. Contudo, nos últimos 10.000 anos, no vale de Taubaté, proximo a São José dos Campos (SP) o regolito sofreu ta.hamento com deslocamento vertical de 6 m certamente acompanhado de fortes tremores, deslizamentos e destruição em toda a região (Fig. 23 1).

Pode-se pensar ainda nas muitas vezes em que o mundo foi palco de inundações, secas ou furações tidos como únicos na memória do povo local ou nos registros históricos das regiões afetadas. Embora esses eventos nos pareçam muito raros no contexto de nossas vidas, são muito comuns, até corriqueiros, na história geológica. Muito mais do que tempestades, estragens e vendavais, que comumente modelam a paisagem da Terra, esses eventos modificam as linhas de costa e deixam marcas no registro sedamentar atra vés da sua repentina e tremenda capacidade para erosão, transporte e deposição (Fig. 23.2).

Segundo especialistas, cada segmento da costa norte do Golfo do México é atingido por um furação pelo menos uma vez por século. Embora pouco frequentes em termos humanos, em um milhão de anos (um período de tempo curto da história da Terra) senam 10 000 yezes!

A saga humana registrada nas lendas, escrituras an tigas e literatura científica dos últimos dois séculos, fornece-nos um quadro geral da frequência, duração e magnitude dos eventos da dinâmica externa e interna da Terra. Muitos dos relatos dos terriveis flagelos biblicos encontram fundamento científico na instabilidade tectônica do Oriente Médio. A destruição das cidades de Sodoma e Gomorra pode ser explicada,



Fig 23.1 Deslocamentos tectônicos normais, acorridos nos ú timos 10 000 anos nas proximidades de Taubaté (SP), solaram este bioco trapezoida (horst) de sedimentos terciários no meio do regal to hamagêneo Foto: C Riccomini

por exemplo, por atividades sísmicas e vulcânicas na zona de falha do Mar Morto (limite entre as placas africana e asiática), onde essas duas cidades se localizam. Estórias deste tipo, interpretadas cientificamente, juntamente com inferências obtidas da próptia análise do registro geológico, permitem-nos compreender melhor a dinâmica da Terra em termos da frequencia e duração de suas manifestações, como mostram as Tabelas 23.2, 23.3 e 23.4.

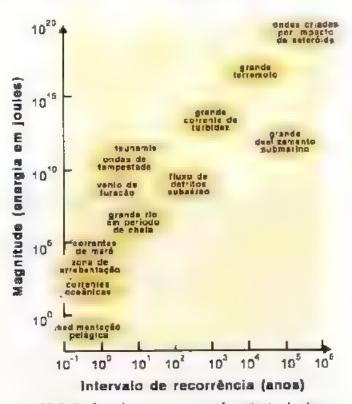


Fig. 23.2 Gráfico de energio versus freqüência de diversos processos importantes da dinâmica externa. Quanta mais energética o processo, maior a chance de deixar sua marca no registro sedimentar.

Tabela 23.2 Freqüência de eventos recorrentes na dinámica da Terra

Período de recorri	incia Evento ou processo
1, ≤1 ano	Deposição de varves
	Furações e seus efeitos erasívos e deposicionais
2. 10 a 100 enos	Tempestades e inundações excepcionais
*	Correntes de turbidez normais
	Erupções vulcânicos cataclismicos
3. 10 ² a 10 ⁴ anos	Oscilações climáticas
	Correntes de turbidez gigontescas
4. 10 ³ à 10 ⁵ anos	Osciloções crimáticas malores
	Alterações no sistema de correntes oceánicas profundas
5. 10° a 10° anos	Inversões dos póras magnéticos
	Mudanços críticos no movimento e reorganização de placas litostêncas
	Principais ciclos de mudanço do nível do mar (dezenas a centenas de metros,
6. 10 ⁶ a 10 ⁸ anos	Impoctos de bólidos (meteoritos, cometos, asteróides) maiores que 100 m de diâmetro
	Ciclo de Wilson
	Ciclo de Supercontinente

Podemos ter uma idéia da magnitude de eventos geológicos pelos resultados impressionantes de um terremoto (Tabela 23.5). A falha mais estudada da Terra, a falha transcorrente de San Andreas, estende se por mais de 1.200 km na Califórnia (EUA) e apresenta 560 km de deslocamento cumulativo desde que surgiu, há 15.20 milhoes de anos (Fig. 23.3). Na porção sul da falha, rochas antes contíguas estão sepa radas hoje por 240 km. Com base nas informações da Tabela 23.5, podemos extrapolar que seriam ne cessários quase 5.000 terremotos com os efeitos daquele que destruiu a cidade de San Francisco em 1906 para obter essa separação. Um terremoto de elevada magnitude é registrado em certos trechos dessa

falha, em média, a cada 140 anos. Com base nesta frequência, o tempo minimo para obter os 240 km de afastamento seria de apenas 700.000 anos, meros três ou quatro por cento da idade da falha. Podemos con cluir, portanto, que os terremotos maiores foram menos frequentes do que se imaginava e que foram as centenas de milhares de abalos menores que possibili taram a maior parte da separação lateral ao longo da falha de San Andreas.

Por outro lado, ocorrem movimentos que, embora geologicamente bruscos, passam desapercebidos porque sua ação é contínua e relativamente pouco notada durante a vida de uma pessoa. São os movi-

Tabela 23.3 Processos dinâm cos continuos e descontinuos

Processos continuos	Processos descontínuos
1. Evolução biológica gradua (gradualismo filético)	1. Evolução biológica em saitos (equilíbrio pontuado)
2. Erosão de um río meandrante	2. Inundações torrenciais
3. Compoctação de sed mentos	3. Colapsa interno de sed mentos
4. Crescimento de recifes	4. Remodetamento da faixa itoral durante tempestades
5. Subsidênc a	5. Escorregamentos
6. Scerguimento	6. Terremotos
7. Diapirismo	7. Faihamentos
8. Deposição perágica (em oceanos profundos)	8. Deposição de turbiditos
9. Fuxo térmico da interior da Terra	9. Intrusões
10. Formação de associho oceânico	10. Colisão entre continentes
11. Geração do compo magnético terrestre	11. Inversões dos pólos magnéticos
12. Fluxo de raios cósmicos	12. Impacto de meteorito

Tabela 23.4 Duração de eventos importantes na história da Terra

Evento	Dukočge	Resultado /
Impacto de meteorito	segundos	Cratera, onda de chaque, devastação
		local a global
2. Mudanças na velocidade	segundos	Deposição de uma lâmina de sea mento
		de correntes de água
3. Tempestades (inclusive furações),	minutos, horas au	Deposição de umo camado (p. ex ,
correntes de turbidez e gravitacionais,	dias, dependendo da	tempestito turbidito, tsunamito),
tsunamis	magnitude do evento	com espessura a extensão de acordo
		com a magnitude do evento
4. Erupções vulcânicos	horas, dias	Derrome de lova ou deposição de uma
		camada pirodástica
5. inundações	semanas	Deposição de comodos típicas (inunditos)
6. Mudanças climáticas sazonais	meses, and	Formação de um varve (varvitos), anéis
		de crescimento em árvores
7. Mudanças climáticas regionais	10 ² -10 ³ anos	"Assinatura cíclica" em sedimentos
		pelóg cos
8 Alterações em processas no núcleo da Terra	10 ³ -10 ⁵ anos	Geração de anoma as magnéticas neare
		no associ no aceánico
9 Mudanças na veloc dade de formação	103-105 anos	Elevação ou abahmento do nívei do mar
e separação de associho oceánico		(dezenos até uma centena de metros)
10. Mudonças no regime ci mático global	10 ⁵ -10 ⁶ anos	Extinções inovações evalutivas, mudan
		ças sed mentalógicas e facialógicas

Tabela 23.5 Magnitude de movimentos geológicos bruscos — deslocamentos provocados por terremotos históricos

Ano	Local	Deslocamento vertical provocado por grandes terremotos	
1899	Baía de Yakutat, Alasca	15 m (major movimento vertical documentado)	
1960	Ch le	Continente desceu 2 m, pla atorma continenta subiu 1-3 m, ilha Mocha subiu 2,5 m	
1964	Anchorage, Alasca	Uma itho subtu 10 m; continente registrou movimento vertical de até 8 m	
Ano	Local	Deslocamento horizontal provocado por grandes terremotos	
1906	Son Francisco, Califórnia	7 m	
1940	Vare impenal, Califórnia	5,5 m	
1964	Anchorage, Alasca	8 m (major movimento horizontal documentado)	
1980	Al Asnam, Argélia	6,5 m em falha com traça de 30 km de comprimento	

mentos verticais glácio isostaticos da crosta (Cap. 11) que ocorrem em várias regiões do hemisfério norte, consequentes do derretimento recente das espessas coberturas pleistocênicas de gelo. Foram registrados soerguimentos com taxas anuais milimétricas a decimétricas. Na Escandinávia o soerguimento total nos áltimos 10 100 anos alcançou cerca de 250 m. Para compensar esta forte elevação, as regiões adjacentes da Russia e Holanda apresentam taxas de subsidência também altas (Tabela 23.6). A cidade de Amsterdã registrou 20 em de subsidência em apenas 40 anos. Não é à toa, portanto, que os holandeses chamam sua pátria de "Países Baixos" (Nederland)

Surpreendentemente, entre os movimentos verticais da Terra, é o socrguimento que costuma ser mais rapido do que a subsidência. Fluxo térmico, espessura da crosta e isostasia (Caps. 3, 4, 5) comumente superam a força gravitacional nesses movimentos, sendo mais rápido o soerguimento das regiões de maior flu xo térmico do que o abatimento das regiões tidas como estáveis (de fluxo térmico baixo). Mesmo assim, as taxas de soerguimento em regiões orogenéticas (de formação ativa de montanhas, principalmente nas margens ativas das placas - Cap. 6) não são tão espetaculares quanto se esperana. A curto prazo as fases de soerguimento mais rápido, oscilam, normalmente, entre 1 e 3 mm por ano, o que é quase imperceptível. A longo prazo, considerada toda a história de uma cadeia de montanhas, a taxa de soerguimento cai para



Fig. 23.3 Fa ha de San Andreos, Planície de Carrizo, Colifórnia (EJA) Foto: David Parker/SP_/Stock Photos.

valores entre 0,4 e 0,6 mm/ano. Atualmente, a cadeia Karakoram, no norte do Paquistão, apresenta a maior taxa de soergulmento conhecida, de 10 mm/ano, que vem se mantendo ao longo dos ultimos 500.000 anos. O valor é mais de 10 vezes superior à taxa registrada nos Himalaias e nos Alpes (0,6 mm/ano). Em regiões estaveis das placas litosfêricas, longe de suas margens ativas, os movimentos, principalmente de subsidência, são ainda mais lentos, de 1 a 2 mm/ano a curto prazo, e de apenas 0,1 mm/ano a longo prazo.

Por que os fenômenos geológicos – erosão, sedimentação, soergulmento, subsidência, etc. – quando observados a curto prazo, quase sempre apresentam ta

23.1 Quão altas as montanhas?

Existem limites na altitude máxima que uma cadeia de montanhas pode atingir? Parece que sim, pois quando as partes mais elevadas de uma região sobressaem de 2 a 4 km acima dos terrenos circundantes, o próprio peso da cadera começa a impedir a continuidade de sua elevação através de abatimentos tectônicos (faihamentos normais ou gravitacionais), que juntamente com as onipresentes forças erosivas se opõem ao soerguimento. E isso que acontece atualmente na parte central da cadeia Andina, por exemplo, onde se encontram grandes vales de ongem tectônica (grabens), como o Altiplano Andino na Bolívia e Peru, onde se localizam o Lago Titicaca e La Paz. Acredita-se que a cadeia Himalaia, com altitude máxima de 8.840 m acima do nivel do mar, no cume da Monte Everest, bem como as ilhas do Havaí, com o vulção Mauna Loa se elevando a quase 9 km acima do assoalho occánico, já estejam no limite máximo de altura para cadeias montanhosas em nosso planeta. O mesmo não parece aplicar-se ao planeta Marte, onde o vulção Monte Olimpo (Cap. 1) atinge uma altura de 26 km acima dos terrenos adjacentes, o que o torna o maior pico conhecido no Sistema Solar. Esta elevação, entretanto, não representa o soerguimento da crosta mas a evasão de materiais magináticos denvados de uma imensa pluma mantélica que, na ausência de um regime ativo de movimento de placas em Marte, permaneceu no mesmo ponto geográfico durante toda sua duração. O mesmo fenômeno na Terra, por outro lado, produz volumes equivalentes de rochas vulcânicas, só que espalhados sobre áreas muito maiores devido à Tectónica Global, como nos casos da cadeia de vulções que constitui as ilhas do Havaí ou os espessos derrames da bacia do Paraná no Brasil e Etendeka na Namibia, hoje separados pelo oceano Atlántico.

Tabela 23.6 Deslocamentos verticais provocados por mov mentos a acio- sostaticos como resposta e ostica da crosta frente ao derret mento de grandes massas de gelo

Local	Mevimente vertical deserrente de processes annociados à giúcio-instituit -
Fenoscándia (Golfa de Bótnia, Escudo Boltico)	Soergumento de 250 m a uma taxa de 2,5 m/século
Personal Research of the Annual	TAS POSTEZ NO CONTROL CONST. disper 1910
na Fenoscandia,	
Canada	Soergumento de cerca de 5 mm/ano
Graenlândia	Saerguimento de até 105 mm/ano
Lago Bonneville, Nevada, EJA	Spergulmento de 70 m durante os últimos
iago glacial, agara completamente seco)	10 000 anos em função da evaporação acustre e como resposta
	isoslática regional devida do desoparecimento dos geleiros que
	alimentavam a lago

vas muores caquelas calculadas a longo prazor lsto de corre do futo de a intensiciade e a magnitude desses tenomenos não serem constantes ao longo do tempo acologico. Analisados de perto, observam-se os eteitos mais espetaculares, más ao interpretar todo o registro de mitines ou de dezenas de milhões de anos de atuacao do tenomeno, os surtos de atuacade mais intensa ficam

Jos pelos muitos períodos longos de quietude

23.2 As Linhas-Mestre da História da Terra

Peta entender a bisto - e da Terra, e importante nao se prender a detalhes accais ou eventos particulares de um periodo geológico qualquer, por mais marcantes e ac possam parecer. Sintencamente, essa historia pode ser contaca em termos de tres linhas mestre da historia da evolução de nosso Planeta.

- tendencias seculares.
- processos cicheos;
- Chantos singulares

No âmb to das tendências seculares esta inclusdis os processos que, partindo de dererminado estado tísteo, químico ou biologico, progridem analizec omlinente, sempre afastando se da condição original. Atuam durante ongos periodos de tempo, ou seja, por munos "seculos", milhares, milhões ou ate bi hões de anos. Nem sempre a progressão das tendencias pode ser resumida por uma função mateminos regular, uma anha reta ou uma curva regular, pois a complexa interação das multiplas partes do sis tema. Terra costuma introduzir irregularidades na tendencia normal. As vezes, porém, essas irregularid des podem demorar para desaparecer ou serem tao marcantes que criam seu proprio sina distinto, como se fosse um desvio do caminho normal de eventos, com significado geologico e temporal próprio. Analisaremos no decorrer do capitalo as tendencias seculares relacionadas a quatro elementos importantes da historia terrestre. 1) impactos de meteoritos; 2) decaimento radioativo, que gera o fluxo térmico, 3) evoluça i hiologica, e. 4, evoluça i do sistema. Terr. Lua e. seus eteitos.

Quanto aos processos cícheos, vale lembrar que o terme "ciclo" e empregado pelo menos de três i ras diferentes na Geologia: como uma sene de eventos, normalmente recorrentes, que perfazem parte de um processo mais amplo que se mena e termina mais ou nenos no mesmo estado, como, por exemplo, os ucle s das rochas (Cap. 2) e da agua (Cap. 7), como um perio do de tempo para completar uma sucessão mais ou menos regular de eventos (por exemplo, o ciclo de evolução do relevo — Cap. 9); ou como um conjunco de unidades litologicas que se repetem sempre na nesma ordem (por exemplo, ciclotemas e varvitos — Cap. 11. Aqu. entanzaremos os fenômenos do primeiro tipo, eventos cic, cos da primeira grandeza na aist ma da Teora, especificamente os ciclos astronomicos e geológico.

Eventos singulares, no sentido empregado aqui, não representam necessari mente acintee mente se neces na história do planeta – em iora a reação naclear natural ocornida ha 2 h lhões de mos em Okao, Culto no Oeste da Africa, tenha sido realmente singular – mas eventos imprevisaveis que se destacaram por sua magnitude except onal ou pelo efeito que tiveram no desenvolar da historia do planeta. O mais importante destes eventos foi, sem dúvida, a origem da vida. Com

cla, surgui e biostera que transformou a superficie e a timostera de nosso planeta, tornando-o unico no Sismo Solar Tubela 23 D. Também merece atenção o muerto de um grande meteorito no fim de Mesoz neo, apontado como responsavel pela exunção o sedimos aros e muitos outros organismos.

23.3 Tendências Seculares na História Geológica

Diversas tendericias seculares na Nitureza são re ... ei da termodinamica, que afirma ude a entropia no Universo sempre tende a au nentar ost sciaça in iteria e a energia estão se degr. dando rumo i am suposto estado final de mercia aniforme e toray luz desta lei, a passagem do tempo decorre exclusiamente desse processo, pois se tude perminecess, gual, com i pederiamos distinguir entre o presente, o passado e o futuro? I la fundamenta nossas teorias e evolução do a niverse (Cap. 1) e explica o decreseimo sexular ha geração de calor pelo decamento radioan vo de mater ais naturais (Cap. 15). A tendencia de n mento de complexidade registrada na história d nostera pode parecer uma exceção a essa lei, um pa - oxo Mas pão é, porque em termos cósmicos emera, mantida pela energia irradiada pelo stenta, por sua vez, toda a vida atraves d ttese Quando o Sol se extinguir, daqui a uns quattro quicinco bubões de anos, toda a complexidade i accimulada sera desteira e a energia e majeria is a li cla se fantardo, finalmente, ao Cosmos

23.3.1 A fase cósmica de impactos meteoríticos na superfície terrestre

A Terra, como todos os outros corpos matores do Sistema Solar, formou se pela aglumação de par ticulos do tamanho de polate asteroides (Cap. 1 Contado, mesmo depois de formada, a Terra comunado e ser bombardeada por uma chuva de poeu meteoritos e comeras das mais variadas composições vitamanhos. Me to a fa in cialmente, com impactos 100 ecces mais frequentes do que hoje, a taxa de impactos di ninais geometricamente, até anneir um vaior m

sonstan e, proximo ao atual, em torno de 3 te e 23.4). Durar e os primeiros son milhoes de mos da historia de nosso planeta, cal cula se que devem ter se formado dezenas de crateras nu pres de 500 km e pelo menos 25 maiores de 1.00 e 1 se ma 1 ng. 23.5.

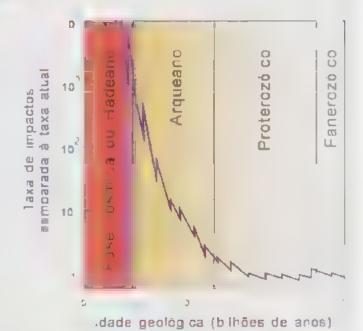


Fig. 23 4 Grático do trequência relativa de mi

Nessa epoca os impactos teriam salt. (ao il tantes) ou mais, quanto os processos norma sedinamica terrestre na diferenciação e retrabada crosta e porção externa do mante superior. O efe tos desses impacti saforam diversos, de devasta 100 a restauradores. Os no es devem ter

volatilizado grandes massas de crosta e manto, elev-



do a temperatura at nosfer ca globalmente a poritode crasar a evaporação dos mares da epoca, extingando qu'dquer ppo de vida precoce que porventura txesse surgido até entilo. Constituiram, assim, verdadeir is impactos esterilizantes. Por outro lado, ha Gaem assegure que no aparte da hidrosfera ou atepropria vida possa fer sido fraz da a Terra pelo impacto de cometas nessa epoca. Não e de estranhar, portinto, a dificuldade que os geologos tem tido em encontrar vestigios de crosta terrestre desta fase da historia de Terra. Por estas razoes, o periodo antelior ao registro mais ambgo de rochas terrestres (ha mais de 4 h hoes de anos) foi designado a fase cósmica da Terra nu o eon Hadeano, do grego laites, o sabme ado da mitologia grec > romana, um termo ain da in cimal, me maito sagestivo.

O numero de mercontos e cometas que colidem com nosso panera mantem se mas ca menos constante ha quase 3 bilhoes de inos, e ha pelo menos 3,8 pilnões de mos não haixe nenham impacto esterilzante. Apos o Hadeano, portanto, este bombardeio cos nico passou a ter importancia mais localizada. I mbora não existam mais corpos celestes errantes capazes de extrigeir toda a vida na Terra, o impacto de coalcaer mereorito ou cometa maior de uma centena de metros de diametro causana danos locais e regionais, junta a ites vistos pela hamanidade. Impactos de meteornos dessa magnatide e maiores deixaram dezenas de criticilis na Terra desde que os animais surgiram e pelo, nenos um deles causou um dos maiores. eventos de extinção - o do fim do Cretaceo. Contudo, devido a sua imprevis biblade, podemos considerar implictos deste tipo como eventos singulares que se to abord dos mais aciante

23.3.2 Fluxo de calor radiogênico e a formação de crosta continental

Da mesma forma que a taxa de impactos de meteoritos to, muito maior durante a fase cosmica da Terra, o fluxo de calor gerado por decaimento radioativa (Cap. 15) também o fai, por causa da maior mandancia dos elementos de meia vidas mais curtas Lig. 23.6. A energia gerada dessa maneira na Terra de 4,5 bilhoes de anos at as equivalia a 53 picowatis por qu'lograma (pW/kg), quatro vezes saperior ao valor atual de 13 pW/kg. Essa e a principal fonte de calor que movimenta as plaças litostericas, funde as rochas e promove a desvolatização do interior do planeta responsavel pela liberação de grande parte da atmosfera e hidrosfera. Portanto, podemos imaginar um tenebroso mundo primitivo hadeano de intenso vulcanismo – um cenario que também e aplicavel a todo o eon Arqueano. De fato, e registro geologico do Arqueano confirma essa expectanti. (Il Dela 23,). uma vez que muitos dos magmas mafeis. komanti is originaram se em altissimas temperaturas e pela predominância de material mantel co na composição das rochas granificas e gnaissicas. Estas ey dene as apontam para um regime tectónico de frencica reciclagem de placas pequenas (microplacas), envolvendaconvecção do minto estimado em cinco a dez vezes mais rápida do que a atual

Possivelmente, o major y sume da crosta confnental se form ju nos primeiras 400 da historia geologica da Terra, correspondentes aos cons Hadeano e Arqueano. Neste período, conforme mostra a La bela 23 7, os basaltos, as rochas sediment ires e as rochas grantheas adquirtram caráter geoguirnteo cada vez mas

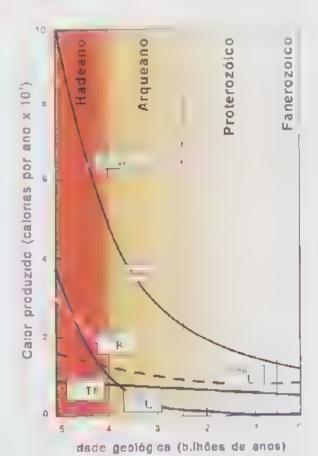


Fig. 23.6 Curva representando o somatório do ca ior produzido pelo deca mento radioativo dos principa s elementos radioativos do longo do historia da Terra Observe que o color gerado, responsável por grande parte da dinâmica do planera, era i es a quatro vezes major no Hadeano do que atua mente

diferenciado, enquanto as microplacas, ao colidirem, charam placas cad avez maiores. Esta etapa culminou final do Arqueano com a aglunnação de grandes massas stanças de dimensões verdadeiramente confitentais, as macroplacas, e colos tectonicos mais lento. Desde então o rituio de diferenciação e formação de neva crosta vem diminainde de modo geral, em con sonancia com o decrese mo na produção de energia rad ogenica. Ear. 23.7)

23.3.3 Evolução biológica

Noções basicas da evolução biológica, de fosseis e de preservação, bem como os principais eventos na bistora da biostera, foram tratadas brevemente no Cap. Lo e estão resumidos no "Ano-Terra", na contracajo, deste bivro. Já vimos que o registro fossal do banerozoico difere fundamentalmente do registro do Pre Cimpriano por causa da expansão global explosiva de metaz tanos com conchas e outras partes de ras (carapaças, escamas etc.) pouco depois de 550

milhoes de anos atrás. Quando se comparam os trisseis e os organismos que procuziram estes fosseis nessa cuas fases disuntas da historia da biostera, percebe se como o préprio modo e ritino da evolução se modificou com a expansão dos animais nessa epoca (Tabela 23-8). Enquanto os primeiros 7/8 do tempo geologico (Pre cambriano) foram dom rados por formas microscopicas de vida procariótica, general stas em seus habitos e mortilogicamente simples, com reprodução apenas assexuada e taxas evolutivas len secente da historia do planeta, via surgirem organismos cucarióticos de tamanho macroscopico, de hábitos especializados, morfologia compieva, reprodução expada e taxas evolutivas rapidas.

Muitos eventos de diversificação e extinção da especies eucarione— tanto as microscopicas ecino as microscopicas (microalgas, protistas e outros), occireram na historia terrestre. A evolução hio ogrea a marcada, na verdade, por uma serte de saltos na complexidade da biosfera provocados por mos

Tabela 23.7 Contrastes entre os registros geológicos do Arqueano (>2.500 milhaes de anos) e do Proterozófico e Fanérozófico (<2.500 milhões de anos)

Feiçüe II	Arqueane	Proterozóico e fanerozáico
Rochas granificas e graisses	Na > K: plagioclásio sódico	Na <k: feldspatos="" potássicos<="" td=""></k:>
No versus K	mais comum	(artaclásia e microclinia) mais comuns
Rochas vulcânicas	Comumente ultramálicas	Ultramáticas menos comuns
Ultramáficas vs. máficas	(komatirtos)	
Cations itáli as grandes	Baixas quantidades	Mais camuns, especialmente em rochas
(p. ex. K, Rb, Th, U)		Siá.icas
Elementos terras-raras (menas Eu)	Baixas quantidades	Mais abundonies
Rochas sedimentares	Geralmente imoturas, mal	Multo mais maduras
Maturidade sedimentológica	selecionados, com clastos	
	angulosos	
No. Mg e Ca	Re ativamente ennquecidas	Menos enriquecidos
S , K, elementos terras-raras,	Reiat vamente empobrec das	Relativamente enriquecidas
cát ons litôf los grandes		·
Massa total (de sedimentos	Em constante aumento	Massa mais ou menos constante desde o
e rochas sed-mentares)		Mesopraterozóico, em constante
		recictagem desde então
Crosta	Pequenas (microp acas) até o	Grandes (macroplacas) desde o fim do
Placas tectónicas	fim do Arqueano	Arqueano
Manto superior	Valores maiores que nos	Valores murto maiores que nos
Elementos terros-roros	meteoritos conditícos	meteoritos condificos

Tabela 23.8 Contrastes entre a evolução bio ogico fanerozo ca e pré-cambriona

Atributo ·	Evelução biológico fanerozóica	Evolução biológica pré-cambriano
Duração do período cons derado	15% do registro fóssil	85% do registro fossil
	545 milhões de anas	2 900 mi hoes de anos
Natureza dos organismos	Eucanolas multice u ares e megascópicos	Procanatos unicelulares a colonia s,
dominantes	metazoários e piantas	microscópicos, bactérias, cionobacterias
		e arquebactérias
Dependênc a dos organismos	Obrigatoriamente dependentes	ndependentes (anaeróbicos) ou
dominantes em oxigênio	(beróbicos)	facu tativamente peróbicos
Reprodução	Sexuada	Assexuada
Modo de vida/populações	Especialistas, relativamente	Generalistos, muitos indivíduos
	poucos indivíduos	
Modo evo utivo (aspecto	Morfo-ógico (órgõos, tecidos,	ntracefular-bioquim ca metabólico
mais afetodo)		
Ritmo evo utivo	Rápido Espécies de curto duração.	Lento. Espécies de longa duração
	Extinções e radiações sucessivas	

evolutivas com consequencias incomensuraveis para a evo ação da planeia. Nos ecossistemas nucrobianos dos marcs hadeanos e arqueanos surgiram praticamente todos os processos metabolicos basicos à vida, inclusive a vida moderna, com destaque para a fotossíntese. Com o aparecimento da fotossíntese à base de dióxido de carbono e agua para formar compostos organicos e l nerar oxigemo ha pelo menos 2," bilhoes de anos (e provavelmente antes) a litosfera, a almosfera, hidrosfera e a propria biosfera nunca mais foram as miesmas.

Embora a reação da toross ntese seja reversivel, com o oxigenio reagindo com a mater a organica para formar água é dioxido de carbono, isto não se da instantaneamente. Se parte desta materia organica for



4 6 212019 ne it is steward Fig 23 7 7 st

sotori da e colocada fora do alcance do oxigenio, ama parcel requiva ente de oxigenio sobrara. No Arqueano, este oxigenio em excesso reagia quase que imediar nente com compostos químicos reduzidos no meio imbiente, principalmente com gases vulcánicos, mitter is e compostos químicos dissolvidos na hidrosfera, portanto não passando diretamente para armosfera. No penodo entre 3 e 2 balhoes de anos atras, esse processo foi responsave pela oxidação da superficie e da atmosfera e pela deposição de dezenas de bibões de toncladas de minerio de ferro, sob a forma de formações ferriferas bandadas, que vieram a constituir importantes depositos de ferro (Fig. 2 × 1 ap. 21

Depe s da ovidação da nidrostera e da superficie effestre, o os genio começõis acumular se paulannamente na atmosfera e a exercer forte pressao nos runos da propria evo acac biologica. Como resultado, surgio o processo metabolico de respiração, que , i weita o ossgenio para produzir energia e perminuy desenvolvimento dos eucamotos com saas ce alas macres e mais complexas e suas funções metabolicas compartimentadas em organelas intracelulares, inclumdo um nucleo cismito. Diversas evidencias go squimicas e paleontologicas sugerem que o teorcritico de os o mo na atmosfera para o surgimento. ensistementos do nivel atual, tenha sido atingido antes de 2 filli ses de anos agras. Mesmo assim, os et carotos, ainda microscopicos, so começamm a se destacar no registro paleontologico em torno de 1 bibão de anos atras como consequencia, aparentemen-



Fig. 23.8 Formação fercitero bandada do Quadr átero Fertero (MG). O nome se refere ás cantadas a ternadas ricas em erro es ica quar 23). O miner a encontra se recrista zado e detarmado. Foto T.R. Fa ich la

te, do aparecimento da reprodução sexuada. A diveis dade genetica e morfologica proporcionada pela sexualidade deve ter levado ao surgimento dos primeiros metazoarios megascopicos, representados pela tauna de Luiacara (Cap. 15), entre 59 Le 565 milhoes de anos atras. Pouce depois, entre 545 e 525 milhoes de anos, ocorreu a explosão cambriana de animos com conchas e carapaças. Eig. 23 9), que estabe ece to nude e o ritmo faneroze cos da evolve to biologic, marcando assim novo salto na complexidade da prosteta.



Fig. 23 9 Um fossil tipico da explosão evolutiva dos nvertebrados no Cambriano, um anel deo poliqueta "Canacia spinosa preservado em detalhe no to helho Burgessi de idade cambriana, da Colômbra Británica Canadá. Os feixes de el dos filhas funcionavam como árgaos de importani Foti. Si Conway Morris/Cambridge University.

Y algar pela comp isição da hiota cambraira de pouco mais de meio b lhão de a jos atras, somos levados a conciur que a transformação da atmosferaterrestre, originalmente mospita à y da comp exa (L). bela 23.1), já tinha se completado em funcão da intervenção bio ogiça nos ciclos da dinamica externada Terra durante o Pre Cambriano. Desde e inicio do E nerozoico, a atmosfera la era oxidante o suficiente para sustentar muitos filos de invertebrados marin iosainda bem representados nos mares modernos, como artropodes, moluscos, briquiopodes, espon as ci ecumodermes e até os primeiros cardados primitivos. A tremenda quantidade de CO, da atmoveraoriginal ja tinha sido sequestrada e escondida sob a forma de rochas carbonaticas (calcanos) e materia orean ca na litosfera e piosfera ao longo de tres e meio a quatro bilhoes de anos de intempensino (Cap. 8) c processos vitais (Ing. 23.10). Com isso, a alta temperatura da superfície terrestre, resultante do forte cicito estufa exercido pe o gas carbonico na atmosfera orginal, diminaiu a ponto de permitir a formação de calotas de gelo de modo esporadico na Terra no inicio do Proterozoico e de forma mais ou menos regulara partir de 800 milhões de anos atras (remo veremos mas idiante). No mesmo ten po, a amost na omon-



Fig. 23.10 Distribuição atual de Oxigênia e Carbono na pertuie da Terra. Veja quanto carbono originalmente na atmosfera. Tabe a 23-1) ja foi incorporad in a hidrosfera, na biosfera e especial nente ina i ostero.

se menos densa e a pressau almosferica caiu para 1 off de seu valor original, favorecendo o aumento de gases como nitrogênio, pouco reativo, e ox gênia—onando da fotossintese

Ao lo do Linerozoico, a biostera sotrea no salios em sua complexidade com a conquista dos sedimentos do fundo dos mares por animais da infanna no Cambriano, o surgimento dos petres no Paicovoico medio e, em especial, a invasão dos continentes petas plantas vasculares, pelos artropodes e pelos venebracios também a partir do Paleozoico interior e medie (ver contracapa do livro). O sucesse atual dos attropodes, com in lhoes de especies so de inset is, e das plantas com flores (angiospermas), que som un quase 300 km especies, sugere que a Terra vive o seu período de maior complexidade biológica.

23.3.4 Sistema Terra-Lua e seus efeitos

Attalmente, a teorit da origem da Lua mais aceita considera a como derivada da propria Terra pelo impacto fangencial de um astero de ou planetesimo. Capa i muito cedo na fase cosmica da Terra Desde o tão, segundo essa teoria, os dois corpos consultiem am sistema dinamico responsavel tanto pelas mares nos occapos da Terra como, em menor escala, pela distorção analega das partes soadas da Lua e da Terra. Estas mares atuam como uma especie de freio na rotação da Terra, transferindo momento angular para i lua. Como restitudo, atualmente a Lua se atasta 4 em por ano da Terra. Com isso, a velocidade da rota-

da Terra demoni, aamentando a duração do dia em dois segendos a cada 10t 000 anos. Isto significa cae ha 600 milhoes de anos, no final do Proterozoico, o dia tinna 20 horas e 40 minutos. Contudo, uma vez que a volta da Terra em torno do Sol não e atetada peli dinantica do sistema Terra Lua, o ano tem permanec do constante, com período de aproximadamente 8.706 horas, assim, nessa epoca, o ano devia conter 424 dias, quase 60 a mais do que atualmente.

Algumas observações palconto ogicas são coerentes com a ideia do aumento linear na duração do dia una diminicição do namero de dias no ano pelo menos oesde o final do Proterozóico. Os pescuis dores J. P. Vanvo e S. M. Awramik, na decada de 1980, constataram mudanças regulares na curvatura e laim nação de estromatóritos co unares australianos (Cap. 15, sugestivas de anos com derac...) de 410 a 485 diase ha 850 milhões de anos atras. Suas pesquisas y etam ao encontro de outras, realizaçãos anteriormente por John Wells, que detectou mais linhas de crescimento diario em corais devonian is de 350 milhões de inos de idade (em torno de 400 inhas...) (Lic. 23.11. do que em corais modernos (360 linhas), uma obse

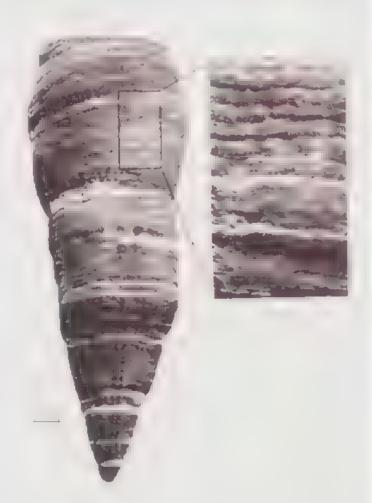


Fig. 23.1.1. Inhas diários de crescimento no cora devoniation Holophragma carceola des do norte da Europa. Ao contat es sas inhas John Wells demonstroy que o ano ino passado continha mais dias do que atualmente. Foto Steven M. Staries

vação perfeitamente coerente com o aumento do cua em dois segundos a cada 100,000 anos desde o Devoniano.

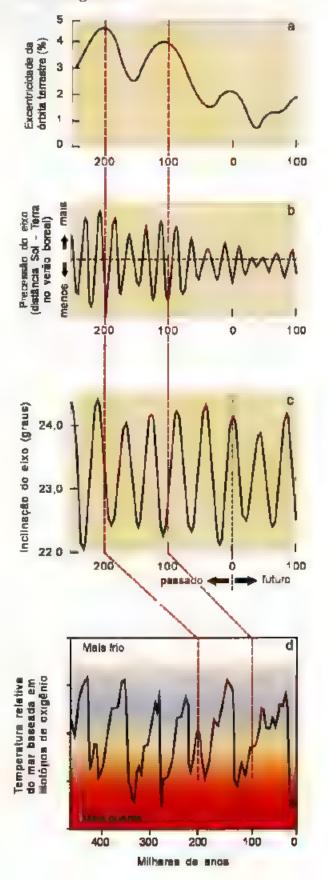
Entretanto, a extrapolação desta tendência no outro sentido, ou seja para o passado anterior ao Devoniano, esbarra num paradoxo referente à estabilidade do sistema Terra-Lua no Paleoproterozóico, há mais de 1,6 bilhão de anos. Pelos cálculos que se póde fazer, a Lua e a Terra, nessa época, tenam estado tão proximas que a Lua teria sido despedaçada e destruída por fortes marés internas provocadas pela atração gravitacional da Terra. Iodavia, como se sabe, este satelite tem sido companheiro da Terra desde muito cedo na fase cósmica de nossa história (Cap. 1). Para explicar este paradoxo, alguns pesquisadores pustulam que a desace etação da rotação terrestre promovida pela Lua teria sido compensada por um efeito oposto provocado pela aceleração da atmosfera précambnana causada pelo campo gravitacional solar. Este equilíbrio dinâmico tena mantido a duração do dia em aproximadamente 21 horas durante a maior parte do Pré-Cambriano.

23.4 Ciclos Astronômicos e Geológicos

Ciclos astronômicos dizem respetto ao movimento, posição e interação do planera Terra e dos outros corpos do Sistema Solar (Tabela 23.2) Tais ciclos podem influir na dinámica externa de curto prazo. determinando o trabalho das marés e a distribuição diana e sazonal de calor e luz sobre a face do planeta, com fortes reflexos nos padrões meteorológicos. Inciuem ainda ciclos plunanuais, como o ciclo de manchas solares, relativamente curto (11 a 12 anos), que pode afetar as condições do tempo globalmente, bem como ciclos de periodos muito maiores (dezenas de milhares de anos). como os da precessão dos pólos, da variação na el pucidade da órbita da Terra e da inclinação do pólo terrestre (os ciclos de Mlankovitch discundos em Cap. 11) (Fig. 23-12). Seu efento mais espetacular ocorre quando tornam os verões tão fitos que o gelo dos invernos antenores não se derrete e as geleiras e caloras polares avançam, iniciando uma "idade de gelo". De acordo

Fig. 23 12 A superposição dos cir os astronômicos (cíclos de Mi ankovitch, envolve a excentric dade da orbita terrestre (a), a precessão (b) e a inclinação (c) do eixo de rotação, tido como um das fatores influenciando a clima terrestre, especiamente, a ciclicidade das etapas fras e momas da atua "idade de gelo" (d), niciada há 3 ou 4 m lhões de anos

com os efeitos deste tipo em conjunção com condições paleogeográficas, esses ciclos resultam em etapas ainda mais longas, ora dominadas por climas frios ora por climas quentes, numa alternação conhecida como o ciclo estufa-refrigerador.



Dos muitos ciclos geológicos do planeta, o mais importante è o ciclo de supercontinentes, relacionado a Tectônica Gaobal e a todas as suas consequências orogenéncas e paleogeográficas (Cap. 6). Trata se de am conceito mais abrangente do que o ciclo de Wilson (homenagem an geofísico canadense J. Tuzo Wilson que o descreveu), que explica a formação e o desaparecimento de grandes bacias oceánicas. O ciclo de supercontinentes não somente engloba essa ideia, como inclui também o fenômeno mais amplo e demorado da agregação e desmantelamento Las massas conunentais ao longo da história da Terra. Como veremos, envolve ainda mudanças cíclicas na atmosfera, no clima e no nível do mar, todas com consequencias notáveis na modelagem da superfície terrestre e no caráter do registro geológico.

Os geólogos reconhecem a formação e desmantelamento de vários supercontinentes ao longo dos últimos dois bilhões e meio de anos, desde que o regime geotectônico de micropiacas, típico do

Arqueano, cedeu lugar para o atual regime de macroplacas iniciado no Paleoproterozóico e que con tinua até o presente. É făcil vislumbrar o formato do último supercontinente, a Pangea, que se formou no firm do Paleozoico, há 250 milhões de anos, aproximadamente (Fig. 23,13). Basta juntar os continentes atuais de acordo com sua disposição em relação às caderas meso-oceánicas que os separam como se fossem peças de um quebra-cabeça afastadas umas das outras sobre o tabuleiro (Cap. 6). Num exame mais detalhado, podemos identificar, em cada uma dessas pecas, quebra-cabeças paleogeográficos ainda mais antigos, como os supercontinentes Pannótia (forma do há 600-550 m lhões de anos), Rodínia (formado há 1 bilhão de anos) e outros (Γιg. 23.13) A reconstituição dos supercontinentes mais antigos é difícil, porque já desapareceram todos os assoalhos occânicos, bem como muitos dos registros paleomagnéticos e generonológicos de sua existência (Cap. 4) A grande ma oria da crosta oceánica daque-

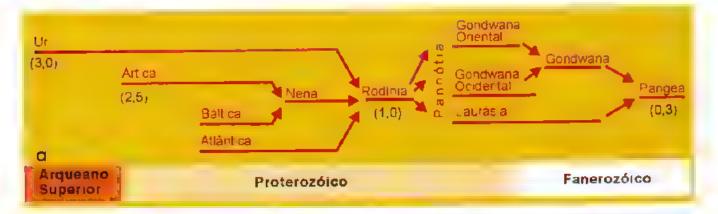




Fig. 23.13 O surgimento e desaparecimento dos principais supercon inertes do longo da historia da Terra (a). Os números entre pará tieses em a lepresen am a idade aproximada em bilhoes de anos, da formação de alguns dos supercontinentes. Os três principais supercontinentes do ultimo bilhão de anos (Rodínia, Panno la e Pangea lesta o lustrados em bilhontes a ... W. Rogers, 1996; b) M. Yoshida.

les tempos foi reciclada em zonas de subducção entre placas, com algumas poucas lascas desta crosta incorporadas na zona de sutura entre antigos continentes São estas lascas - verdadeims "fósseis" de oceanos antigos - que permitem determinar as margens de paleocontinentes e saber quando o oceano existin, Estas informações, juntamente com estudos paleomagnéticos e geocronologicos de rochas nos continentes e comparações entre provincias estruturais e, quando possível (no Fanerozóico principalmente), entre províncias paleobiogeograficas, permitent vislumbrar o que restou dos diversos fragmentos de paleocontinentes mais antigos e que foram sucessivamente recortados e cada vez mais dispersos em relação às suas posições originais. Para o período anterior a um bilhão de anos, esses quebra-cabeças são muito mais dificeis de remontar e, portanto, a reconstituição paleocontinental torna se um exercicio especulativo.

23.4.1 O ciclo de supercontinentes e seus efeitos

O desmantelamento de um supercontinente con tendo a maior parte da crosta continental de uma epoca qualquer inicia se com uma fase de rifteamento interno, como resposta ao acúmulo de calor (ponto quente ou pluma) abaixo do continente durante centenas de milhoes de anos. Com a continuidade desse fenômeno térmico, o continente se racha em dois ou mais fragmentos é se inicia a produção de assoalho ocean.co entre eles. Logo ocorrem invasões de águas dos oceanos que circundam o supercontinente, formando oceanos interiores, à semelhança do atual oceano Atlántico, por exemplo-Do outro lado dos fragmentos há os oceanos exteriores, como o atual oceano Pacífico, por exemplo Durante aproximadamente 200 milhoes de anos, os oceanos intenores se expandem na medida em que prograde a criação do assoalho oceânico por conta da atividade vulcanica e tectônica nas cristas mesooccanicas (Fig. 23.14a). Acompanhando todo o processo, espessas pilhas de sedimentos se acumulam nas margens tectonicamente passivas banhadas pelos oceanos interiores. Esta é a chamada fase de dispersão no ciclo de supercontinentes. Após aproximadamente 200 milhoes de anos, as partes mais antigas da crosta dos oceanos interiores, ou seja, as partes mais proximas das margens dos fragmentos do antigo supercontinente, tendem a afundar no manto uma vez que ocorre aumento de densidade em função do resfriamento ao longo do tempo (Fig. 23,14b)

Esta etapa de subducção da crosta oceânica gera magmas profundos debaixo das margens antigamente passivas dos oceanos interiores. Estes magmas, por serem menos densos do que as rochas circundantes, tendem a ascender pela crosta e extravasar sobre o continente em vulcões. A subducção também pode afetar a crosta oceânica dos oceanos exteriores, do outro lado dos tragmentos do supercontinente, gerando uma atividade vulcânica perifenca na forma de ilhas em areo ao largo dos fragmentos do supercontinente (Cap. 6)

À medida que o fundo oceánico dos oceanos intenores: e consumido, os fragmentos do supercontinente comoçam a entrar na fase de colisão. Soerguem-se então montanhas, em extensas flaxas dobradas mano deformadas (Fig. 23.14c), como as cadeias paleozóicas conhecidas como os Caledorides (Escandinavia, Grà-Bretanha, Groenlandia e parte nordeste da América do Norte), Hercinides (Europacentral), Apalaches (parte leste da América do Norte), Montes Atlas (parte nomeste da África) e Montes Urais (que divide a Europa da Ásia, na Rússia) e as cadeias cenozóicas dos Alpes até os Himalaias. A junção e elevação do novosupercontinente em formação resultam em intensa erosão, alterações nos padrões de circulação atmosfênca e mudanças no dima no seu interior. Zonas de subducção do ladoexterior dos fragmentos mergulham debaixo do continente agora, causando extenso vuicanismo em toda a borda extenor do novo supercontinente. Enquanto isto, ilhas em arcotambém são acrescidas ao continente em sucessivas colisões. Finalmente, as atividades vulcánteas e tectônicas são atenuadas, a erosão reduz as montanhas e o equilibrio isostatico se estabelece. A fase orogenética passa e um novo supercontinente está formado,

Muitas dezenas ou até uma ou duas centenas de muhões de anos passarão antes que o calor gerado no manto debaixo do superconfinente possa se acumular a ponto de iniciar novo processo de rificamento des sa massa continental (Fig. 23.14d)

O novo supercontinente nunca tem a mesma configuração do anterior, pois as fases envolvidas não operam simética e contemporaneamente. A fase de rificamento começa em momentos e partes diferentes do supercontinente; alguns dos rifics originals podem ser abortados em qualquer fase de seu desenvolvimento, a velocidade de dispersão e de reaproximação varia consideravelmente; as colisões podem ser obliquas, sem subdurção, como ao longo da falha de San Andreas na California Com isto, os processos de separação e junção dos fragmentos de um supercontinente não são sincrônicos más diacrônicos, isto é, espalhados ao longo de dezenas de milhões de anos.

I videntemente, o ciclo de supercont nentes atera muno mais do que a simples distribuição e forma dos contrientes no mapa do planeta. Linvolve a abertura e techamento de occanos e, consequememente a reorgamização da circulação occanica e impostença, a crando as padroes clamaticos globais. A diminiação ou aumento ne nianero de caminentes isola ou aproxima e ossistem is distintos, ora estin alando, ora impedindo a dispessão e evolução etas animais e plantas do planeta. Nos perio dos de major atividade va cante o ocurre aumento a colo nie de gas carbonico na almosfera, mas este começa a ser consumido, logi, em seguida, por processos

in emperious e erestvos, especialmente quando e cic vição con ingritirelativimen calla Vintamescencia das caderas mesos ce micas durante fases de dispersão rapida e vi lemismo mais, ritenso alterr o myel do mir munding dislocatido agradishicas occare s some os continentes, transgressao. O processo inverso, oa soa o reformo da 23a cos comuncites ingressão. p ra as bacias occanicas, rsulta do abatimento das erdors me noce near narante periodics de quie tode valennea (Tabela 23.9) Efetto semillante ocorre quando as massas confinenais se deslocam sobre os polos, favorecendo a formaçã i de calotas glaciais as custas da agua nos occinos. c, consequentemente, i e tada do nivel do mar al dubnique

Todas estas madanças sao mano interigad, como se pode ver pelos cteitos de l'asgressões e regressões relacionadas ao ciclo de supercommentes.

Fig. 23.14 O ciclo de supercanhirentes seg ndo J.B. Murph v & R. D. Nance. 1992.

Quando os mares invadem os continentes, a presenca de agua no seu interior tende a unen zar o clima elevando a temperatura méc a, alargando a fassa latitudinal tropical e reduzindo a diferença de temperatura entre o polo e o equador. A ele ação do rivel do mar, por sua vez, diminir a area commental sucer la crosto e, consequememente, a quanticade de nutrientes que chegam ao mar. Sob tais condições, a circulação ocean ca se fortia mais le tia, o vorecendo a estimicação das aguas em camadas, e a estimação das aguas do fundo que não se missur im com as outras, mais oxigenadas. As exas evolutivas di minitem, ficando em compasso de espera.

Failta mans ormanie

A. Desmantelamento do supercontinente Nargem bass va O supercontinente se rompe com afastamento des hagmentos formando oceanos inteneros com margens passivas B. Aproximação e colisão dos fragmentos continentais Aren de mas vulcar idas Apos 200 milhões de anos, chega-se ao afestamento mar-mo As margens passives torném-se atrias e os hagmentos continentos se respresimam fechando es oceanos histories. Zona de Vuinaniami continental subduccão O novo supercontinente formado Zona de รแต้ติแดงลัก Cojisão continemat leva à formação de novo superconfinente Cadelas de mon annas onoradas. Nove oceano meror Desmante amento do novo supercontinente

Novo ciclo de fragmentação ao inicia com nova configuração

dos tragmentos

Durante as regressões, o nível do mar cai, expondo mais área continental a erosão e fornecendo mais nutrientes aos oceanos. Sem o efeito amenizador no clima que os mares epicontinentais propiciam, a tem peratura média da Terra cai, as zonas lautudinais tropicais retraem-se e o gradiente térmico entre os pólos e o equador aumenta, o que gera circulação at mosferica e oceânica mais vigorosa, misturando melhor a água no mar e pondo fim às condições anóxicas do fundo. A regressão marinha acaba espremendo os ecossistemas dos mares rasos (que antes ocupavam vastas áreas dos ambientes marinhos epicontinentais), numa estreita faixa da parte externa das plataformas continentais. Isto provoca intensa competição por espaço e nutrientes, detlagrando extinções e rápidas mudanças evolutivas em muitos grupos de organismos

23.4.2 O ciclo estufa-refrigerador

Taivez o efeito mais marcante do ciclo de supercontinentes esteja nos controles que parece impor ao clima, estimulando a alternância de intervalos frescos ou ate marcados por glaciações com períodos quentes, de acordo com o incremento vulcânico ou consumo intempérico do CO₂ provocados durante as diferentes fases desses ciclos, segundo modelo de senvolvido pelo geólogo austrahano J. J. Veevers, ilustrado na Fig. 23.15 O CO₂ ê transparente a luz incidente do Sol mas retém parte da radiação

infravermelha (calor) irradiada da superfície terrestre quando aquecida pelo Sol. Acima de certos niveis, CO pode determinar aumentos significativos na tempera tura média da atmosfera, como pode ser observado hoje com a queima de combustíveis fósseis. E o cha mado efeito estufa,

Por outro lado, quando a atividade vulcânica na Terra diminut ou quando os continentes estão mais altos ou mais amplamente expostos, durante épocas de nive, do mar baixo, os processos intempericos se encarregam de retirar CO, da atmosfera em reações com rochas expostas na superfic e. O efeito estufa torna se fraco, e a temperatura atmosfénca cai. Even tualmente, a temperatura média diminui a ponto de iniciar períodos de extensa glaciação. É o efeito refrigerador. Sua expressão mais dramática ocorreu pouciantes do término do Proterozoico, quando, segundo especialistas, as geleiras avançaram até as regiões tropicais, dando ao planeta um aspecto de "bola de neve", como mencionado no Cap, 11. Veevers relaciona os aumentos tanto no fornecimento como no consumo de CO, aos cinco estágios que ele reconhece no ciclo dos supercontinentes, conforme ilustrado na Fig. 23.15 e resumido na Tabela 23.10

A Fig. 23.15 mostra, graficamente, a relação dessas tendências climáticas com os três grandes cic.os de supercontinente ocorridos nos ultimos 1.100 m.lhões de anos, cada qual com duração aproximada de 400 milhões de anos.

Tabela 23.9 Comparação dos efeitos causados por transgressões e regressões eustáticas (globais)

Aspecto — -	Transgressão — — — — — — —	– Regressão	
Temperatura mundial	Tende a aquecer	Tende a estaar	
Erosão	Diminut	Aumenta	
Circulação oceánica	Correntes mais lentas	Correntes ativas	
	Águas estratificadas, potencialmente	Bern misturadas e oxigenadas	
	anóxicas em profundidade		
Distribuição dos mares epicontinentais	Aumenta	D minut	
Tendências evolutivas nos mores rasas	Eccespaça gumenta, oferecendo	Ecoespaço diminui, isolando	
	opartunidades de contato entre biotas	gu eliminando biotas	
	Pressão seletiva baixo, mudanços	Pressão seletivo aguda, mudanças	
	gradativas, radiação evolutiva	obruptos, extinções	
Suprimento de numentes dos oceanos	Menor	Malor	
Gradiente de temperatura entre o pálo	Direinal	Aumento	
e o aquador			
Zoneamento climático latitudinal	Zona tropical aumenta	Zona tropical diminut	
Estabilidade climática	Aumenia	Diminui	

Cada um desses ciclos exibe uma séne de efeitos semelhantes sobre o clima global, que tende a ser quente durante a fase de dispersão e amalgamação do novo supercontinente, notadamente no Proterozóico entre 1 000 e 800 muhões de anos, no Paleozotco Inferior e durante o Mesozóico e a maior parte do Cenozóico, e fino durante a formação final e breve período está vel do supercontinente, como no final do Proterozóleo e do Paleozóreo. Por motivos ainda não muito claros, as fases quentes são pontuadas perto de seu fim por um mini-penodo de forte glaciação, como ocorreu na 780 milnões de anos no Proterozóico, no Ordoviciano e no fim do Terciário (começando há 3 ou 4 m.lhoes de anos). Destas observações, podemos concluir que o clima relativamente bom que experimentamos hoje, ao contrário do que se pode imaginar, deverá ser passageiro, apenas parte de uma curta fase interglacial da mais recente mini-idade de gelo. Nesta visão, as calotas polares poderão voltar a crescer num futuro não muito distante (alguns milhares ou dezenas de milhares de anos). Como observou Jonathan Selby ao comentar o modelo proposto por Veevers, se o presente ciclo de supercontinentes correr o curso esperado, a previsão do tempo para o futuro geológico próximo é de melhoria com aumento de nebulosidade e calor seguido de forte queda na temperatura com períodos glaciais daqui a oitenta milhões de anos, isto é, se as anyidades antrópicas, especificamente o lançamento de CO, em excesso na atmosfera, não interferirem neste processo,

23.5 Eventos Singulares e seus Efeitos

Superimpostos nos ciclos e tendências já discuti dos, ocorrem eventos cuja randade ou intens.dade descomunal faz com que fiquem registrados na histó ria geológica da Terra. A reação nuclear natural de Oklo, ocorrida há dois bilhões de anos no Gabão (África Ocidental), foi um desses eventos. Ela só acon tecen por causa de uma série de coincidencias envolvendo o aumento recente de oxigénio na atmosfera, as características geoquímicas do Utânio, e as condições hidrogeológicas do arenito onde o Urânio se alojou. Aparentemente, a concentração de várias toneladas de minério contendo 20 a 30% de óxido de urânio a alguns quilômetros de profundidade, submetida às temperatura e pressão críticas de 650 K e 215 bares, respectivamente, foi suficiente para iniciar uma reação nuclear em cadela que durou vários milhões de anos, produzindo mais de 500 bilhões de megajoules de energia. Água subterrânea circulando pelo arenito em abundância serviu para dissipar o calor e evitar qualquer reação mais explosiva.

Dificilmente outro evento deste tipo poderia ter acontecido antes ou depois deste: primeiro, porque o urânio, muito pouco solúvel em condições redutoras, só começou a formar minérios sedimentares apos a oxidação efetiva da atmosfera, em torno de 2 bilhões de anos atrás; e, segundo, por causa do rápido decrés cimo desde a proporção de ²³⁵U, com meia vida de

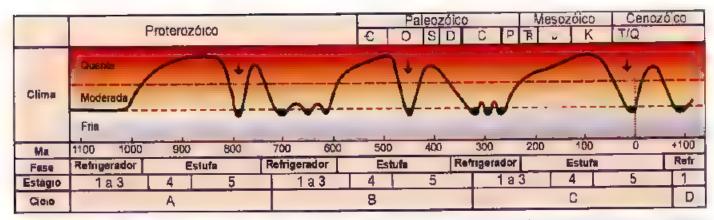


Fig. 23.15 As fases do cico estufa retrigerador do clima terrestre e sua relação dos estágios 1-5) dos ultimos tres ciclos de supercontinentes (A.C.) Durante o cico A, a Rodinia se fragmenta e parte de seus fragmentos se juntam para formar a Pannália. Durante o cico B Pannália se desmante a, formecendo fragmentos para a formação de Laurêntia e Gandwana, e estes continentes, mais diversos, outos menores colidem no decorrer do Paleozólico para construir a Pangea. O cicio C a nda incompleto, retrata a fragmentação da Pargea e o nicio da amalgamação do próximo supercontinente. Amásia (nome derivado das palavras "América" e "Asia"). Observe que o formação de Pannália e Pongea coincidiu, grosseiramente, com as duas maiores épocas de glaciação lazur escuroi, precedidas por "min-idades de gelo" setas, niciadas há 780 450 e 4 milhões de anas. As relações entre os estágios do cicio de supercontinentes e o ciclo estufa refingerador estão resumidas na Tabeia 23.10

Tabela 23.10	Como a ciclo de supercontinentes afeta o clima mundial
--------------	--

Estágio	Crasta.	Fluxe de salor CO, na almosfera	Concentração de mundial	Efeitos no clima
1	Superconfinente formado	Calor retido debaixo da crosta continental	Важа	Temperatura bawa; efeita refingerador
2	Adelgaçamento da crosta	Vulcanismo e fluxo aumentam	Começa a aumentar	Temperatura ainda baixa, a efeito refrigerador continua
3	Adelgaçamento extremo, nitreamento começa	Vulcanismo continuo Intenso	Continua a cumentar	Temperatura aumenta, iniciando a efeito estuta
4	Fragmentação e dispersad rápida; intensa formação de assad ho oceán co	Fluxo de calor e vulcanismo ao méisma	Avta	Temperatura a la efeito estufa continua
5	Dispersão mais lenta; fragmentos confinentais entram em colisão, formando a nova superconfinente	F uxo de calor diminui com o fechamento dos mares intenores; calor começa a ser represado debaixo do supercontinente em formação	Ata no início; d ministrado com o tempo em função do consumo do CO, pelo intemperismo das caderas de montanhas dobradas recêm-elevadas	Temperatura alta na inicio, a minuindo em seguida (com "mini-idade de gelo"), seguida de nova elevação

apenas 710 milhões de anos (e responsável pela sus tentação da reação em cadeia), em relação a ²³⁸U em depúsitos naturais de Urânio (Fig. 23.6). Dessa maneira, o evento de Oklo se caracteriza como realmente unico na história da Terra.

Todavia, dentre os outros eventos singulares notáveis, vale a pena destacar dois, a origem da vida e o impacto de um giganteseo meteorito ha 65 milhoes de anos responsável pela extinção dos dinossauros e muitos outros grupos de animais terrestres e marinhos; o primeiro, pela importância que a biosfera tem na dinâmica e na própria evolução da Terra e o segundo, pelo significado do acaso e da catástrofe na historia da vida.

23.5.1 A origem da vida

Durante a infância da Terra, no Hadeano, a superficac terrestre foi bombardeada constantemente por toda matéria de sobra do processo da formação do Sol e planetas, cuja trajetória cruzava a órbita da Terra no momento errado. Postula se, inclusive, que boa parte dos gases e da agua de nossa atmosfera e hidrosfera foi entregue à Terra por impactos de cometas. Há quem especule que a vida teria se originado em cometas quan do o Sol os aquecia, volatilizando suas capas externas geladas e chando o equivalente a um enorme laboratóno químico à base de compostos de C, H e N. A maioria dos especialistas, no entanto, acredita que este "laboratóno de sua capas externas de sepecialistas, no entanto, acredita que este "laboratóno de sepecialistas, no entanto, acredita que este "laboratóno".

rio" surgiu aqui mesmo, como consequência da intensa interação entre o calor, a litosfera, a hidrosfera e a atmesfera primitivas muito cedo na historia do planeta, de tamodo que os oceanos precoces foram transformados em soluções neas em compostos orgânicos dos mais diversos, uma verdadeira "sopa primordial" na qual os primeiros seres vivos teriam se originado.

Seja a vida indígena (surgida aquí) ou exógena (entre gue "em domicílio" por um cometa), ela só experimentou sucesso após o último impacto estenlizante, que, segundo os cosmologos, deve ter ocorado antes de 4 ou 3,8 bilhões de anos atrás (Fig. 23.5). Estas datas coincidem aproximadamente com a idade de compostos grafitosos da Groenlândia (3,85 bilhões de anos), tidos por alguns estudiosos (nem todos) como as mais antigas evidências de vida, sendo apenas 300 a 500 milhões de anos mais antigas que os mais antigos fosseis irrefutáveis, os microfosseis e estromatólitos encontrados no notueste de Austrália, datados em 3,5 bilhões de anos (Cap. 15). Desta discussão, transparece uma conclusão altamente surpreen dente: a vida pode ter surgido e se extinguido diversas vezes entre 4,5 e 3,5 buhões de anos atrás, mas a forma que sobrevive até noje, baseada em DNA, deve ter aparecido e evoluído rapidamente próximo do fim do Hadeano, estabelecendo os processos metabólicos básicos (fermentação, autotrofismo, etc.), nábitos de vida diversos (produtores primários, decompositores, etc.) e ecossistemas variados em poucas centenas de milhoes de anos.

23.5.2 O evento K/T e o bólido assassino

Atualmente, a grande maioria de meteoritos tem tamanno muito pequeno e cai sobre o mar. Desse modo, os destroços de corpos celestiais recem-caidos são muito raramente recuperados (em torno de uma dezena de novas quedas, anualmente,, e as crateras as sociadas a eles normalmente não passam de alguns metros de diâmetro. Mesmo assim, e apesar da eficiência do intemperismo e crosão em apagar tais feições da superfície terrestre, são conhecidos, mundialmente, em torno de 160 astroblemas (literalmente, "fendas dos astros"), ou crateras, de tamanhos e idades dos ma s variados, formados pela queda, no passado, de grandes meteoritos, comeras e ate asteroides (coletivamente conhecidos como bólidos) (Tabela 23.11) O que poucos sabem é que o Brasil tambem tem sua cota de crateras, inclusive uma de 40 km de diâmetro, o domo de Araguanha, em Gotás, na divisa com Mato Grosso, e outra de mais de 3 km de diâmetro em Colônia, a 35 km do centro da cidade de São Paulo (Fig. 23 16)



Fig. 23.16 Localização de astrablemas no Brosit identificados por a reulas proporciona sidos seus tamanhos. Fonte. C Riccomin

Tabela 23.11 Os maiores astroblemas da Terra e os exemplares brasileiros conhec dos

Astroblema (em ordem de idade)	Localização	Idade em milhões de anos	Diâmetro (km)	Classificação por diâmetro
Vredefort	África do Sul	2 023	300	1
Sudbury	Conadá	1.850	250	2
Agramon - 4 1 1 1 1 1	Austrálio -	590 ,	90	7 (empate)
Shark Bay	Austrália	280-200	120	4
Manicougari	Coinadé .	214	100	5 (empate)
Puchez-Katuriki	Rássas	175	80	9
Morokweng	África de Sul	145	70.	1:0
Kara	Russia	73	65	11
Chicolub	México	65	170	3
Chesapeake Bay	Estados Unidos	36	90	7 (empate)
Popigai	Rússia	35	100	5 (emaate)
	Os astr	oblemas brasileire	os -	
Lecalidade	Estade	ldade máxima	Diámetre (km)	Classificação por diámetro
Sao Miguei do Tapulo	Piau	Neodevoniono	20	2
Serra da Cangalha	Tocontins	Eopermiono	12	3 (empate)
Riachāçi	Maranhão	Mesopermieno	4 _	6
Araguainha	Goiás	Mesopermiano	40	1
Vargeão	Santa Cafarino	Eocratócad	12	3 (empate)
Piratrunga	São Paulo	Eocretáceo	12	3 (empate)
Colônia	São Paulo	Terciório	3.6.	7

Fonte (parc al) Faiha de São Paulo, 26 de abril de 2000

Nao ha como negar os efeitos catastróficos locais, regionais e até globais, especialmente sobre a biosfera, dos impactos responsáveis por estas crateras. O mais impressionante deles (e que mais atenção tem recebido) é aquele citado como responsável pela onda de extinções que marcou o fim do período Cretáceo e da era Mesozóica, na 65 milhões de anos. É conhecido como o evento K/T, termo derivado das siglas adotadas em mapas geológicos para o Cretáceo (K) e Terciario (I). Foi a equipe de Luis Alvarez, ganhador do prêmio Nobel e professor da Universidade da Califórnia em Berkeley, que, em 1980, chamou a atenção da comunidade científica para esta ideia, que até então não passava de mais uma das hipoteses catastrofistas, vistas como "politicamente incorretas" na Geologia desde a época de Charles Lyell, no século XIX (Cap. 15). Em analises de rochas argilosas situadas exatamente no limite K/T em Umbria, Itália, Alvarez e co.aboradores constataram uma concentra ção anômala no elemento Iridio (Ir), um metal semelhante à platina, extremamente raro na crosta ter restre. No entanto, este elemento é presente no manto e sabidamente enriquecido em asteroides, meteoritos e cometas. Propuseram que as argilas enriquecidas em Ir que marcam o limite K/T representariam a poetra lançada na estratosfera pelo impacto de um bólido de dimensiles qualométricas e que este impacto devena ter sido a causa principal da extinção dos dinossauros, reptéis voadores, quase todos os grandes répteis marinhos, diversos grupos de invertebrados marinhos e até microorganismos e plantas no fim do Cretáceo (Fig. 23.17a, b, c). No fervor que sucedeu à publicação da h.pótese do grupo de Alvarez, muitas ocorrêne as novas da anomalia de Ir dem como enstas de quartzo com sinais de fraturamento por forte impacto foram encontradas na mesma posição estratigráfica em outras regiões do mundo, inclusive no Nordeste do Brasil, na bacia costeira Pernambuco-Paraiba.

Em 1991, geofísicos localizaram, em subsuperficie, o principal candidato para o local de impacto do bolido assassino, uma cratera de 170 km de diâmetro e 65 milhões de anos de idade na península de Yucatan (Méx.co) debaixo de rochas cenozóicas nas cercanias do povoado de Chiexulub (pronunciado chie'-chu-lub') (Fig. 23.17d). Embora alguns geocientistas argumen tem que a anomalia em Ir poderia ter se originado do vulcanismo basáltico extraordinário registrado na mesma época na Índia, tal hipótese não explica os grãos de quartzo fraturados e outras evidências favoráveis à

hipótese do impacto, como a presença de uma ano malia em Cromo (Cr), microdiamantes e pequenas gotículas vítreas de rochas siálicas fundidas no mesmo nível estratigráfico. Em 1999, F. T. Kyte, da Universidade de California em Los Angeles (EUA), anunciou a descoberta, em sedimentos de fundo do norte do oceano Pacífico, a milhares de quilómetros de Chicxuluh, de uma particula de rocha de menos de 3 mm em diâmetro, cuja análise textural e química o convenceu de que se tratava de um fragmento do próprio bólido K/T, provavelmente um asteróide

O impacto do bólido assassino no limite K/T te ría ocasionado o que Kyte descreve como "um dos piores días da história da Terra". Calcula se em 10 km o diâmetro do asteróide que caíu em Chicxulab. Alem das ondas de choque e calor (até 500° C), terremotos (até 9 e 10 na escala Richter) e vaporização de rochas provocados pelo impacto, outros efeitos igualmente aterrorizantes teriam se sucedido por días, meses e até anos: tsunamis gigantescos (com ondas de até 300 m), chuvas ácidas formadas a partir da grande quantidade de dióxido de carbono e óxidos de enxofre proveni entes de calcários e sulfatos (evaporitos) instantaneamente vaporizados, incêndios em escala continental, queda de fragmentos ejetados da cratera e, principalmente, o efeito "inverno nuclear".

A idéia do inverno nuclear parcee ter surgido na década de 1980, pelo menos em parte, das discussoes geradas em torno dos possiveis efeitos do impacto gigante no fim do Cretaceo. Percebeu se que uma guerra nuclear surtirta um efeito muito parecido com o de um grande impacto de meteorito, lançando tanta poeira e ful gem na estratosfera que a luz do sol não penetraria até a superficie terrestre em todo o globo por dias, semanas ou meses. A temperatura cairia rapidamente para valores negativos mesmo nos trópicos, dizimando a vegetação terrestre e matando o fitop áneton marinho, base das cadeias alimentícias. Um efeito em cascata le varia à morte os consumidores primarios e, em seguida, os carnívoros, e assim em diante. Poucos animais sobreviveriam, mas as plantas terrestres talvez pudessem brotar de novo, a partir de sementes ou raízes resistentes, quando a poeira se assentasse meses ou anos depois. É este o cenário que é imaginado para o terrível fim do Cretáceo, um evento que acabou com o domínto dos répteis e permitiu a ascensão dos mamíferos, que desde sua origem na mesma época do surgimento dos primeiros

dinossauros ate entao tinham desempenhado um papel de meros coadjuvantes nas faunas mesozoicas.

A aceitação desta hipotese pela maioria dos geocientistas forçou a comunidade geológica a repensar o papel de catástrofes na história da Terra e especialmente na evolução biológica. O evento K/T eliminou grupos de organismos que tinham experimentado grande sucesso e dominancia por muitas dezenas de milhões de anos - os dinossauros na terra e os amorites (cefalópudes com conchas complexas) nos occanos. Nao toram extintos porque eram necessariamente "inferiores" aos mamíferos e outros grupos que os subtituiram, pois foram extintos como uma contingência de um evento aleatorio instantaneamente

devastador que nada tinha a ver com os processos normais da evolução, como competição e seleção natural. Dificilmente qualquer outro grupo dom nante, de qualquer época geológica, escaparia ileso de um evento semeihante. Eles estavam, simplesmente, no lugar errado, no momento errado

23.6 Amanhã e Depois

Há uma preocupação generalizada, de que a ação da civi ização possa perturbar a diversidade da vida, o clima e o nivel do mar, provocando toda espécie de tragedias para o mundo que conhecemos, desde a ele vação da temperatura pela queima de combustíveis









Fig. 23.17 a) O bo ido assassino, de dez au lâmetros de d'âmetro, um segundo antes do fira do Cretáceo, há 65 m lhões de anos bi O impacto c) O iocal do impacto, mi anos depois d) A local zação atual da suposta cratera em Chicxulub, Méxical Fonte a-c William & Hartmann, d) A, R. Hildebrand & W. V. Boynton, 1991

tosseis e subsequente degelo das calotas polares, provocando a inundação de regiões costeiras populosas, à destruição da camada de ozônio que protege a vida dos raios altra-violeta mais danosos, até extinções em massa e desequilibrio de ecossistemas inteiros com desertificação de grandes regiões onde atualmente existem florestas tropicais, etc., etc. Existem Organi zações Não Governamentais (ONGs), orgãos governamentais e comissoes especiais que lidam com esta questao bem como conferencias internacionais para discutir os resultados dos estudos sobre o tema A preocupação com este tópico, que é apelidado de "mudanças globais", é real e o pengo também, pois a população humana, que em 1950 era de dois bilhões e mem de habitantes, hoje passa de seis bilhões e, comcrescimento anual de 2%, ameaça chegar a 11 bilhões até o ano 2050. Este fato, por si só, é prova cabal da "mudança global" mais significativa dos últimos sécu los, o superpovoamento da Terra por nós, humanos, com todas as demandas e ameaças que isto impõe ao meio ambiente e ao suprimento de alimentos e de bens duráveis

O que talvez esteja passando despercebido ao lei tor recém-chegado neste problema é que, como vimos neste capítulo, a Terra é um planeta dinâmico, em que as mudanças globais, em diversas escalas temporais. são a norma. É normal, portanto, que o c.ama mundial esquente ou resfrie, permitindo o avanço ou o degelo das calotas polares, que o nível do mar suba ou desça, redesenhando toda a linha de costa, perturbando ecossistemas costeiros e ate ribeirinhos e modificando o clima; e também normal que os continentes se afastem ou se aproximem e que espécies evoluam e sejam extintas, continuamente, em função dessas mudanças A questão é o ritmo dessas mudanças. O ponto mais preocupante é que a atividade antrópica, ou seja do ser humano como agente transformador do planeta, seja um catalizador de processos geológicos, induzindo, provocando e aumentando num curto prazo, efeitos que a Natureza normalmente levaria séculos, milèmos ou milhões de anos para fazer... ou desfazer. Mas isto não é problema para a mãe natureza, pois ela já sobreviveu a inúmeras crises sem a presença do ser humano, pois a vida é extremamente oportunista e rapidamente repovoa nichos vagos enquanto os ciclos dinàmicos e tendencias seculares continuam em seuritmo inexorável. Talvez a questão principal seja: e a espècie humana? Ela é capaz de sobreviver a si mesmar Esta questao será abordada no último capítulo deste livro, que fala sobre a posição do ser humano e

de suas instituições diante da dinâmica geológica e do meio ambiente.

Em termos do futuro geológico do planeta, en volvendo períodos de tempo de mi hões de anos, podemos esperar que os processos, tendências, ciclos e eventos singulares continuem a acontecer num ritmo cada vez mais lento, na medida em que os elementos radioativos serão exaundos e o calor geotérmico di m.nuirá nos próximos bilhoes de anos. Antes disto, porem, o atual ciclo de amalgamação de novo supercontinente deverá se completar, começando coma inversão do sentido de movimento das placas L'osfericas daqui a algumas dezenas de milhões de anos Enquanto esta etapa não tiver se completado, ocorre rão alternâncias climáticas de curta duração com uma tendência ao aquecimento, terminando, como já foi dito acima, numa nova era glacial daqui a cerca de 8c milhões de anos, em função do término do presente ciclo de supercontinentes.

Leituras recomendadas

- DOTT, R. L., Jr. SEPM Presidential Address: Episodic sedimentation. How normal is average? How rare is rare? Does it matter? Journal of Sedimentary Petrology, 12° 1, 1983, vol. 53.
- KUKAL, Z. The rate of geological processes. Earth-Science Reviews, n°s. 1-3, 1990, vol. 28.
- MURPHY, J. B. & NANCE, R. D. Mountain belts and the supercontinent cycle. Scientific American, n° 4 (April 1992), 1992, vol. 266.
- ROGERS, J. J. W. A history of continents in the past three hillion years. The Journal of Geology, 1996, vol. 104.
- SALGADO-LABORIAU, M. L. História Ecológica da Terra. 2' ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1994.
- SCHOPF, J. W. Ritmo e modo da evolução macrobiana pré-cambriana. São Paulo: Instituto de Estudos Avançados (USP), nº 23, 1995, vol. 9.
- VEEVERS, J. J. Tectonic-climatic supercycle in the billionyear plate-tectonic eon: Permian Pangean scehouse alternates with Cretaceous dispersed-continents greenhouse. Sedimentary Geology, 1990, vol. 6.

HUMANIDADE SUSTE Umberto G Tabio Taioli

imos nos capítulos anteriores que a Terra é um sistema vivo, com sua dinâmica evolutiva propria. Montanhas e oceanos nascem, crescem e desaparecem, num processo cíclico. Enquanto os vulcões e os processos orogênicos trazem novas rochas à superficie, os marenais são intemperizados e mobilizados pela ação dos ventos, das águas, das geleiras. Os rios mudam constantemente seus cursos e fenômenos elimáticos alteram periodicamente as condições de vida e o balanço entre as espécies.

A Terra, graças à sua evolução ao longo de alguns bilhões de anos, propiciou condições para a existência de vida, vindo a ser, ho e, a casa da humanidade. É sobre ela que vivemos, construímos nossas edificações, e dela extraímos tudo o que é necessáno para manitenção da espécie, tal como água, alimentos e matérias-primas para produção de energia e fabricação de todos os produtos que usamos e consumimos. Contudo, também é nela que deposita mos nossos tesíduos, tanto industriais como domésticos.

As primeiras intervenções da humanidade nos processos naturais coincidem com o domínio do fogo. A partir daí os seres humanos começam a modificar as condições naturais da superfície do planeta. Estima-se que a exploração minera, iniciou se há 40.000 anos, quando a hematita era minerada na África para ser utilizada como tinta para decoração. No entanto, os registros mais antigos do uso artificial da Terra e sua

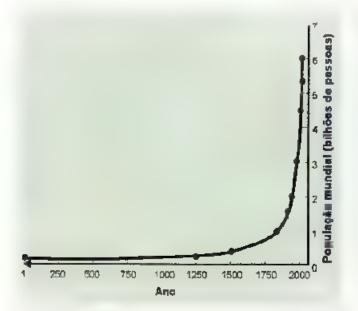


Fig. 24 1 Evolução populacional mostrando tendência exponencia

exploração mais ativa são de 8 000 a C., com o inicio da chamada revolução agrícola. Desde então a humanidade explora os recursos naturais do planeta e modifica a superfície terrestre para atender às suas necessidades que crescem continuamente com o desenvolvimento das civilizações. Por outro lado, a constante e crescente exploração dos recursos naturais tem ocasionado intensas pressoes sobre o ambiente em determinadas regiões, prejudicando a própria vida

A História fornece exemplos de diversas civilizações antigas que perderam sua importância por terem degradado o ambiente em que viviam. Vários séculos atrás, a civilização da Mesopotânua utilizava intenso sistema de irrigação que, pelo manejo intenso e impróprio, levou à salinização dos solos e sua consequente degradação para a agricultura. Também a civilização Maia, na América Central, entrou em decadência pela má utilização do solo, o que provocou intensa erosão e escassez de água.

Por outro lado, se analisarmos o histórico da ocupação da Terra pela humanidade, a população global era da ordem de 5 milhões de habitantes 10 000 anos atrás, cresceu para 250 milhões no início da era Cristã, e atingiu 1 bilhao em torno do ano de 1850. Segundo estimativas da Organização das Nações Unidas (ONU), atingimos cerca de 6 bilhões de pessoas no ano 2000, o que caracteriza um crescimento populacional segundo uma curva exponencial, como mostra a Fig. 24 1.

É interessante lembrar que por volta de 1800 Thomas Malthus (1766 - 1834) sugeriu que a taxa de crescimento populacional era muito maior do que a capacidade do nosso planeta de produzir subsistência para a humanidade. Se os limites de subsistência ainda não foram superados, isto se deve basicamente a duas razoes.

- i) a ocupação e exploração de novas áreas. Para se ter uma idéia, durante o século XIX a área de terras aradas, ou seja, destinadas à agricultura, cresceu 74% em relação às terras aradas no século antenor. Tai crescimento deu-se através do desflorestamento de enormes áreas, observando-se, no fim do século XX, raxas anuais da ordem de 1,7% na África, 1,4% na Asia e 0,9% nas Américas Central e do Sul;
- os enormes progressos tecnológicos, em todas as áreas do conhecimento, levam a uma maior produção de alimentos por área cultivada graças ao uso

intenso de feralizantes, agrotóxicos e sementes desenvolvidas em laboratório, o que, em contrapartida, impõe a implementação de complexos sistemas produtivos, de transporte e de abastecimento.

As características de desenvolvimento acima descritas exigem um consumo cada vez maior de matérias-primas tanto minerais como energéncas. Estima se que o consumo de matérias-primas minerais varia entre 8 ton/ano por pessoa nas regiões menos desenvolvidas e de 15 no até 20 ton/ano por pessoa nas mais desenvolvidas. Além disso, o consumo de energia por habitante parece aumentar dependendo do estagio de desenvolvimento em que a sociedade se encontra, conforme mostram as Figs. 24.2 e 24.3, le vando a supor que, quando os povos se desenvolvem, cresce a demanda de energia per capita.

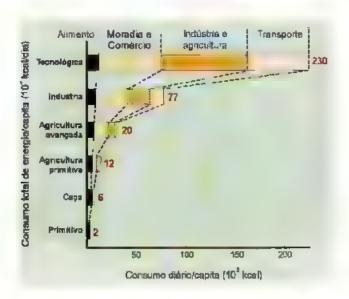


Fig. 24.2 Consumo de energia por habitante nos diferentes estág os de desenvolvimento da humanidade

Para possibilitar o conforto da população atua, da Tetra, o volume de materiais mobilizados pela numanidade (materiais para construção, minerais e minérios) é maior do que aquele mobilizado pelos processos geologicos característicos da dinâmica externa da Terra. Tal constatação coloca a humanidade não só como um efetivo "agente geológico", mas como o mais importante modificador da superfície do planeta na atualidade.

Paralelamente, o processo de ocupação de novas areas para a garantia de suprimento das necessidades da humanidade leva à domesticação e criação de algumas espécies animais, protegidas e utilizadas como aumento, enquanto outras, consideradas daninhas, são

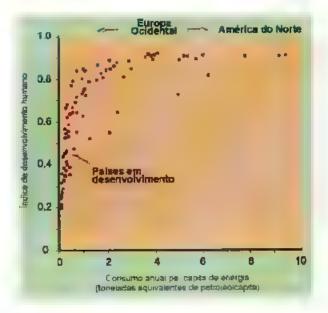


Fig. 24.3 Consumo de energia em relação do Indice de desenvolvimento humano, que leva em conto a expectativa de vida, mortal dade infantil, grau de escolandade e poder de compra da população

extintas (Fig. 24.4), provocando perdas irreversíveis à biodiversidade do planeta e causando desequiábrios ecológicos.

Com a evolução agricola, as civilizações que povoaram a Europa, o Mediterrâneo, a Ásia Menor, a Índia e o Leste Asiático modificaram por completo os territorios ocupados, explorando seus bosques e florestas e transformando-os em campos agrículas. De maneira coerente o modelo de colonização adotado pelos europeus nas Américas e África, e particularmente no Brasil a partir do século XVIII, baseia-se no desmatamento de extensas áreas florestadas para exploração da madeira. A area desmatada pode ser

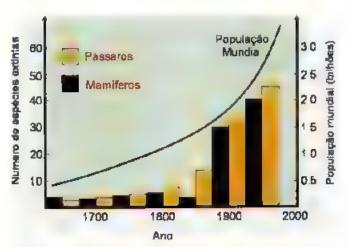


Fig. 24.4 Comparação entre o número de espécies de pássaros e mamíferos extintos com a crescimento demográfico



Fig. 24.5 Erosão linear (boçoraca) em área de cultivo agrícola Foto, IPT

abandonada ou, eventualmente, ocupada por pastos e por uma pecuária extensiva que, à medida que sao disponibilizados melhores meios de comunicação, progride para uma agricultura intensiva. A extração da floresta e sua substituição por uma vegetação rasteira, frequentemente manipulada de forma inadequada, leva a maior exposição do solo, que passa a ser mais suscetível aos agentes erosivos, com sua consequente desestruturação e perda da capacidade de absorção de água, o que provoca maior escoamento superficia que, por sua vez, intensifica a erosão (Fig. 24.5). Perda de solo causará, de modo complementar, assoreamento dos nos (Fig. 24.6), dos lagos e finalmente a deposição de material sedimentar nas plataformas continentais dos oceanos.

Com a exaustão do solo, as populações procurarão novas áreas que sofrerão o mesmo processo de ocupação e degradação. Nas áreas em que a agricultura intensiva é implantada, quase sempre em associação com tecnicas de irrigação, o desequilibrio ecológico se faz presente, obrigando ao uso excessivo de fertilizan-

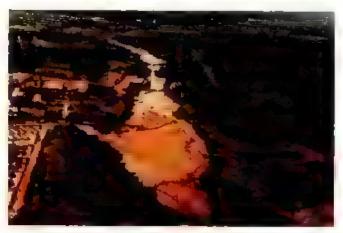


Fig. 24 6 Assoreamento de rio causado por usa impróprio da salo Foto PT

tes e agrotóxicos. Tais práticas são extremamente agres sivas ao solo, podendo levar à sua salinização. Além disso, podem provocar a contaminação tanto das aguas superficiais como das subterrâneas, inviabilizando o aproveitamento da região por longo período de tempo, ou mesmo permanentemente, visto que as aguas subterrâneas deslocam-se a velocidades extremamente baixas, e não se renovam facilmente

A necessidade de maior produtividade da area cultivada obriga a uma modernização e progressiva mecanização da agricultura (Fig. 24.7), o que cria um grave problema social na medida em que alija os trabalhadores rurais do seu mercado de trabalho tradicional, fazendo com que grandes contingentes se



Fig. 24.7 Agricultura Intensiva com imgação mecanizada ,pivô central). Foto IPT

mudem para as áreas urbanas à procura de novas oportunidades. Nos países menos desenvolvidos, esses trabalhadores chegam às metrópoles sem condições financeiras e instrução adequadas para competir no mercado de trabalho. Em muitos casos, estabelecemse em áreas penténicas geralmente inadequadas para ocupação, onde a vegetação é retirada e cortes e aterros são construidos sem o mínimo controle técnico. Tais alterações do meio físico aumentam a vulnerabilidade das populações, como é o caso de construções em áreas de risco sujeitas a escorregamentos. (Fig. 24-8)

Esse fenómeno é específico dos países menos de senvolvidos e dos bolsoes de pobreza no hemisfério norte, com populações ocupando vertentes de vul cões ativos, planícies de inundação, zonas sujeitas a movimentos de massa e avalanches, mangues etc. A



Fig. 24 8 Escarregamento em área urbana de Campos de Jardão (SP) com vários edificações em área de risco. Foto: IPT

ocupação de áreas de risco coloca em permanente evidência as desigualdades sociais e econômicas e cria um estado de contínua tensão social.

A taxa de crescimento populacional nos países menos desenvolvidos é muito maior do que aquela dos países desenvolvidos, onde na maiora dos casos há uma população estável e, devido às melhores con dições de vida, expectativas de vida mais elevadas. Essa distribuição populacional leva a crer que, mesmo que as taxas de natalidade nos países menos desenvolvi dos decresçam, um patamar de relativa estabilidade populacional na Terra só será atingido depois de 2050 quando, estima-se, a população mundial será em torno de 10 a 11 bilhões de pessoas (Fig. 24.9).

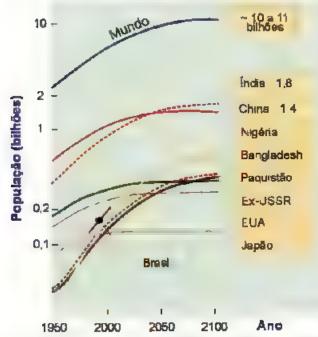


Fig. 24.9 Estimativa de crescimento populacional para diversos pa ses durante o século XXII

Os países mais desenvolvidos caracterizam se por um perfil de consumo exagerado tanto de materias-primas como de energia (ver Fig. 243). Consequentemente, produzem enormes quantidades de resíduos, como nos Estados Unidos da Amênca, onde cada habitante gera cerca de uma tonelada de residuos por ano, que têm de ser dispostos em áreas apropriadas para essa finalidade.

Na busca de uma melhor qualidade de vida, a ten dência seguida pelos países menos desenvolvidos é atingir os padrões de consumo dos países industrializados do Hemisfério Norte. Entretanto, fica evidente que isso levaria a níveis insustentáveis de consumo de materias primas e combustíveis, de maneira que as nações em desenvolvimento deverão buscar caminhos diferentes, evitando o mesmo nível de consumo e desperdício praticados naqueles países, uma vez que os recursos globais são limitados.

24.1 Como Nasceu o Conceito de Desenvolvimento Sustentável?

Estudos sobre desenvolvimento iniciaram-se por volta de 1950, quando muitos territórios colomais tornaram-se independentes. A Organização das Nações Unidas (ONU) denominou a década seguinte como a Primeira Década das Nações Unidas para o Desenvolvimento, acreditando que a cooperação internacional proporcionaria crescimento econômico pela transferência de tecnologia, experiência e fundos monetários, resolvendo, assim, os problemas dos países menos desenvolvidos. Na realidade tais ações mostraram-se mócuas, uma vez que criaram uma total dependência, não só econômica, mas também tecnológica, daqueles países com os do Mundo Desenvolvido, aguçando as discrepâncias ja existentes.

A questão ambiental, fundamental para qualquer pla no de desenvolvimento, começou a ganhar destaque nos meios de comunicação por volta de 1960. Na época, vános países em desenvolvimento, inclusive o Brasil, con sideravam inviável incluir grandes programas de conservação ambiental em seus programas nacionais, pois acreditavam que poluição e deterioração ambiental eram conseqüências inevitáveis do desenvolvimento industrial. Evidentemente ral atitude foi conveniente para os países mais desenvolvidos pois, ao mesmo tempo que restingiam a implantação de indústrias poluidoras em seus territorios, tinham para quem transferir sua tecnologia, e ainda, garantiam o suprimento de bens provenientes dos

países menos desenvolvidos que encorajavam a instalação dessas industrias.

No final dessa década, a humanidade ganhou um aliado importante para a melhor compreensão da dinâtinea terrestre, com as missões espaciais e a implantação de um sistema de satelites para o sensonamento remoto da Terra, o que possibilitou o monitoramento integrado dos vários processos atmosféricos e climáticos, e forne ceu a visão do planeta sob nova perspectiva global.

Em 1972, na Conferência das Nações Unidas sobre o Ambiente Humano (em Estocolmo) foi reconhecido o relacionamento entre os conceitos de conservação ambiental e desenvolvimento industrial; foram discutidos os efeitos causados pela falta de desenvolvimento e surgiram as ideias de "poluição da pobreza e ecodesenvolvimento".

Uma reavaliação do conceito de desenvolvimento orientou a Terceira Década das Nações Unidas para o Desenvolvimento (1980 - 1990), quando foram buscadas estrategias de distribuição, visando uma melhor repartição dos benefícios do eventual crescimento da economia mundial.

Na década seguinte, a ONU resolveu chiar ama comussão para efetuar um amplo estudo dos problemas globais de ambiente e desenvoivimento, e em 1987 essa comissão apresentou o Relatóno Brundtland (Nosso Futuro Comum), no qual foi introduzido o conceito de desenvolvimento sustentável, que preconiza um sistema de desenvolvimento sócio-econômico com justica socia, e em harmonia com os sistemas de suporte da vida na Terra. Portanto, passa-se a reconhecer a necessidade da manutenção do equilíbrio ambiental e do alcance de justiça social. Em tal cenário, havena uma melhor quabdade de vida coletiva, com as necessidades básicas da humanidade atendicias e alguns de seus "desejos", sem que houvesse comprometimento do suprimento de recursos naturais e da qualidade de vida das futuras gerações. Portanto, como corolano, o desenvolvimento sustentá vel preconiza disponibilizar recursos que atendam às necessidades básicas de cerca de 80% na população da Terra, que no fim do século XX vive em países menos desenvolvidos.

Em 1992 realizou se no Rio de Janeiro a Conferência das Nações Unidas sobre Meio Ambiente e Desenvolvimento, ocasião em que o problema ambiental ocupou importante espaço nos meios de comunicação de todo o globo. Como resultado dessa Conferência, foi elaborada a Agenda 21, que representa um compromisso político das nações de agir em cooperação e harmonia na busca do desenvolvimento sustentavel. A Agenda 21 reconhece que os problemas de crescimento demográfico e da pobreza são internacionais. Para sua solução, deve-se desenvolver programas específicos locais e regionais, associados entretanto a programas de meio ambiente e desenvolvimento integrados, com apoio nacional e internacional. Passada quase uma década, não se percebe que os grandes problemas levantados naque-a ocasiao tenham sido atacados. Ao contrano, os dois maiores problemas globais – o crescimento demográfico e a pobreza – têm se aguçado diante da nova ordem econômica que surgiu nas últimas décadas do sèculo XX.

24.2 A Globalização e a Dinâmica Social do Final do Século XX

A globalização, a nova ordem econômica e social mundia, impôs uma transformação epistemológica fundamental para as ciências sociais, em que o seu paradigma classico, bascado nas sociedades nacionais, toi modificado pela necessidade de levar em conta a realidade de uma "sociedade glonal", implicando uma intensificação das relações sociais em escala mundia, associando localidades distantes de tal maneira que acontecimentos locais são influenciados por eventos que podem ocorrer em qualquer lugar do mundo.

A globalização recoloca em discussa i muitos dos conceitos das ciências políticas. Por exemplo, devem ser reformuladas as noções de soberania e hegemonia, associadas aos Estados-nação como centros de poder Na nova ordem mundial, sob a égide da economia ca pitalista neoliberal, operam novas forças sociais, econômicas e políticas, em escala mundial, que desafi am e reduzem os espaços dos Estados-nação, mesmo daqueles de maior expressão política, anulando ou obrigando a reformulações profundas em seus projetos nacionais. As nações buscam se proteger formando blocos geopolíticos, no interior dos quais cedem parte de sua autodeterminação, e também fazendo acordos sob os auspícios de organizações internacionais (ONU, FMI, GATT, etc.), sujeitando-se às suas normas e convemências temporais. Ao mesmo tempo, surgem novos centros de poder que agem em escalas local, regional, commental e mundial, e dispõem de condições para se impor aos diferentes regimes políticos átraves de redes e alianças, de seus planejamentos detalhados e da facilidade em tomar decisões instantâneas em virtude do fluxo de informações que lhes são disponíveis: são as grandes empresas multinacionais e os conglomerados transnacionais,

As mu tinacionais normalmente possuem recursos humanos entre os meati res de cada especialidade, os mais avançados recursos recipilígicos e siste nas de como nicação instantimeos o que lhes permite controlar, na esfera de seus interesses, a produção e comercio de heris e boa parte das finanças internacionais. Dispoem de mais recursos limançares do que a maioria dos bancos cen-

s até mesmo de alguns países desenvolvidos e, dessa torma, podem especular contra a estabilidade de varias mocdas nacionais, auferindo acros ainda maiores e trequentemente influenciando fortemente o desuno político dos países. Ao mesmo tempo, os Estados entraquecidos perdem sua capacidade de controlar o flusio de capitais na medida em que diminai sua capacidade de gentr recursos através de taxas e impostos. Portanto, tais países têm reduzido sua capacidade para investimentos publicos ou para or entar adequadamente os investimentos privados, no sentido de atender com prioridade aos seguientos mais necessitados de suas publicos.

O procto político neolibera, vigente privilegia o li vie comercio, com reduçar ou abolição de tarifas diandegarias, e induz a retração dos Estados das funções de produção e planeiamento, fazendo ecim que as privatizações se am a opeão natural existente no mando globalizado. No entanto, tarmodelo economici mão esta conseguinco reduzir a pobreza no mundo. Ao contrario, mesmo no país mais forte economicamente LUA, tem aumentado a designaldade entre rices e pobres, assim como a proporção destes na pepulação. Mais anda, a economia neoliberal não conseguia fazer com que o cresemento econômico na grande maioria dos países, por mais desenvolvidos que sejam, favorecesse a cinima can da laxa de desemprego.

O aumento da riqueza sob controle de grupos privatios e o melhor indicación da mudança de poder advinda com a glo balização. Não se trata apenas de empresas mulmacionais, más também de outros atores maiores, como os grandes fundos de investimentos, fundos de pensão ou similares, sediados em países desenvolvidos, más que operam em qualquer lugar do mundo, Trata-se de investimento especulativo, composto pelos capitais volutos, que se movimentam rapidamente em transações control, das por redes eletronicas, ignorando territorios e fronteiras nacionais, sem qualquer possibilidade de controle por parte dos fistados ou das organizações intern cionais do setor

Aglobalização da economia, que atende especialmente aos interesses das corporações transnacionais e dos grances investidores, acaba pressionando os governos, que

de qualquer furma têm de estar inserados na economia mundial, a estabelecer normas e leis nacionais segundo o ideamo neofíberal. Desta forma, surgem medidas como elim nação de tarifas altandeganas, liberação do flexo de capitais, priva ação dos serviços publicos essenciais, etc., colocando serores estrategicos das paras nas mais do iniciativa privada. Tor ia-se portanto difíer co ocar en pratiça determinadas políticas publicas e estrategias alternativas de desenvolvimento regional ou nue onal que visem a uma melhor distribuição da riqueza.

Fica e aro, pelo exposto, que a globalização da economia tem sido um retrocesso ecm retição ao camino que a Agenda 21 preconizou a humanidade, visando a sustentabilidade de vida no planeta, principal nen e porque os paradigmas associados a qualitade de vida sa aqueles da sociedade de consumo, ecm seus desperdir os e musiças sociais e a degradação ambiental em nivel global.

Se os Estados estiverem perdendo a capacidade de paine ar e de coordenar seus próprios processos de desenvolvimento, quem poder a substitui-los no novocontexto da globalização? Li possível iniaginar que o mercado globa, possa ser capaz de promover o desca volvimento economice no mundo todo e, ao mesme tempo, tomar conta dos aspectos soci is na busca da sustentabilia ider Ceme compatibilizar a influencia de Estado e as forças da globalização? Como induzir sentimentos éticos, de solidariedade e de responsabilidade nos diversos segmentos com poder económico, para que eles contribuum espontaneumente para o processo de desenvolvimento, sacrificando, se for o caso, alguns de seus objetivos restritos, em nome do bem- sia come n da sociedades Como aduzir es mesmes senumentos de solidanceade nos seiores que vém sotrendo empobree. mento com a política neoliberal de globalização? La avepensar em um governo supranaciona, ou g obal-

A ONU pode servista como o embrao de um poder político centra, e mundial. No entanto, durante mais de mejo secule de vioa, ela se constituir em um espaço de discussões aneritmáveis e poaco cheazes, e pela falta de ações que devenam se seguir aos compromis. 8-45 samidos em suas assembleias gerais e conterencais.

A em disso, as organizações internacionais, a inclosive a propria ONU, acabam priorizando os interesses das nações desenvolvidas, com maior poder de influenc cu os problemas internos contrastam com os das naciaem desenvolvimento e, paradoxamente, são as que mais esencem pressão sobre a ambiente global, com seus ai tos indices de consumo de energia e materia, primas.

24.3 Papel das Geociências no Século XXI

Como vimos nos capítulos anteriores, as Geociências abrangem os aspectos que envolvem a dinâmica da evolução do planeta e seus processos na turais, incluindo-se aqui de modo especial aqueles que se manifestam em sua superfície.

Como uma Ciência Natural, a Geologia busca apri morar o conhecimento do planeta, a par da Geofísica, Oceanografía, Meteorología, Botánica, Zoologia, etc. Entretanto, para uma efetiva contribuição na solução das dificuldades que a sociedade enfrenta, para con trole e gerenciamento dos processos naturais, os geocientistas devem, cada vez mais, estar sintonizados com os profissionais de outras especial dades, e principalmente com os cientistas sociais e humanos, para se fazerem ouvir, principalmente pela classe política, nas discussões que envolvem a sustentabilidade do planeta. Em tal cenário, os geocientistas e os profissionais da Geologia devem ocupar o lugar que é inerente á sua formação, e exercer sua experiência e competência nos campos de atividade discriminados a seguir.

Monitoramento continuo dos processos evolutivos do planeta

A Terra tem sua dinâmica própria, com flutuações e modificações ao longo do tempo, nas suas diversas escalas. Os geocientistas conhecem a dinamica do "Sistema Terra" e dominam as ferramentas para o monitoramento das suas mudanças, a exemplo das redes internacionais de observações meteorológicas e sismológicas, da utilização de sensotiamento remoto para monitoramento dos fenômenos atmosféricos e oceanográficos, dos regimes hidrológicos, dos padrões de vegetação, do uso e ocupação territorial, etc.

Alguns exemplos práticos dessa atuação podem ser citados: 1) as analises dos testemunhos de sonda gem do Projeto Vostok no gelo da Antárica, com registro contínuo de aproximadamente 420.000 anos de variações climáticas; 2) as menidas sistemáticas de temperatura e de nível do mar, que permituram alertar sobre os problemas que poderão ocorrer em conseqüência do aquecimento global do planeta e do derretimento das calotas polares; 3) redes sismologicas que permitem antecipar grandes erupções vulcânicas a tempo de evacuar populações assentadas em áreas de risco.

Com a disponibilidade de sistemas de monitoramento e posicionamento globais de grande precisão, e gerando informações em tempo real, os geocientistas deverão ocupar um papel cada vez mais importante nas diversas atividades em que seu trabalho se aplica. As informações disponíveis pelo monitoramento podem ser críticas para a tomada de decisões de planejamento de uso e ocupação dos territorios, com vistas á melhor e mais apropriada disposição espacial das atividades econômicas, as quais devem se adaptar às características naturais do espaço físico, em consonância com os preceitos do desenvo, vimento sustentáve.

Busca, gerenciamento e fornecimento de recursos minerais

A prospecção, gerenciamento e fornecimento de recursos minerais são atividades tradicionais dos geociemistas, inseridas em um complexo contexto econômico no qual os minerios são considerados mercadonas padronizadas (commodities). Os empreendimentos mineiros devem levar em consideração, além da quantidade, teores e localização geográfica dos minerios, os equipamentos utilizados para sua extração, beneficiamento e transporte, bem como os aspectos de mercado.

Na decada de 80, o setor m neral sofreu séria retração devido a diversos fatores, entre eles o crescimento da reciclagem industrial, a substituição de diversos metais por novos materiais, e a liberação de estoques estrategicos graças ao fim da Guerra Fria e a inserção mais acentuada dos países do leste europeu no mercado în ternacional. Por outro lado, com a expansão populacional, os padrões de demanda persistem, alados à uma maior necessidade de minerais não metálicos e materiais de construção que, com a crescente preocupação nas consequências ambientais, lançam novos desafios nas atividades de mineração.

Os recursos minerais da Terra são finitos. Dentro do panorama económico e com o conhecimento tecnológico atual, não se pode pensar que a humanidade possa manter os níveis atuais de consumo de recursos minerais, com a população atingindo cerca de 11 bilhões em 2050.

Qual será o caminho a ser seguido para garantir o suprimento de materias-primas minerais para tantos habitantes do planeta? Provavelmente deverão ser concentrados esforços para melhorar o aproventamento mineral por meto de tecnologias de concentração mais eficientes, visando o aproventamento integra, dos materiais mobilizados durante a mineração. Isso, aliado à maior reciclagem de materia, poderá fazer com que muitos dos

modelos tradicionais de jazidas minerais se tomem obsoletos, sendo abandonados e substituídos por outros que levem em consideração toda a cadeia económica na qual o custo ambiental ocupará um percentual importante. Em consequência, é de se esperar que o geocientista envolvido em atividades da indústria minerai trabalhe, de forma chativa e inovadora, muito mais próximo dos setores de decisão econômica, assim como das engenhanas de metalurgia, de transporte e tambem na reabilitação dos ambientes afetados pelos trabalhos de extração do bem mineral.

Busca, gerenciamento e fornecimento de recursos energéticos

Os combustíveis fósseis sempre foram um dos principais alvos prospectivos das atividades dos geocientistas. O petróleo e o gás natural, que levam milhões de anos para serem formados, têm reservas finitas e distribuição irregular na Terra (Cap. 22), com grande concentração de petróleo no Onente Médio e de gás na Rússia. A continuar a sua extração na proporção efetuada no final do século XX, e com a perspectiva de aumento devido à expansão populacional, mesmo encontrando novos depósitos em áreas a serem desenvolvidas, as reservas deverão se esgotar em 2 ou 3 séculos.

Novas tecnologias de prospecção e recuperação nos campos petrolíferos têm obtido avanços significativos, assim como a busca de petroleo no mar, em águas profundas. À medida que os hidrocarbonetos escasseiam, serão necessários esforços adicionais nesta área, obrigando a uma maior interação entre os geocientistas, engenheiros de diversas especialidades, e profissionais ligados aos estudos econômicos. Antigos campos petroliferos poderão inclusive ser "minerados" para aproveitar as reservas não recuperadas por falta de tecnologia apropriada. Nesse contexto, os setores mineral e de hidrocarbonetos deverão compartilhar suas respectivas expenências de forma a obter os melhores resultados.

As reservas de carvão mineral permitirao seu uso por mais tempo, devido às enormes reservas conhecidas como as localizadas na China. Porém, da mesma forma, trata-se de recurso não renovável e também de distribuição irregular na Terra.

A quema de combustíveis fósseis, com a liberação de CO, e CO na atmosfera, acarreta conhecidos problemas ambientais, sendo a maior responsavel pelo aumento do efeito estufa do planeta, e portanto do aquecimento global.

A energia gerada pela fissão nuclear é uma alternativa amplamente utilizada, principalmente no Japão e na França. Por outro lado, a implantação de novas usinas não tem ocorrido, e alguns países (e.g. Alemanha) estão substituindo esta forma de geração de energia por apresentar o grave e ainda não resolvido problema da disposição dos rejeitos radioativos, de alta periculosidade para o meio ambiente. Cabe aos geocientistas a enorme responsabilidade de dispor de tais rejeitos, e inclusive os já produzidos, de forma a garantir a saude das gerações futuras.

A implantação de usaras hidrelétricas será cada vez mais diffcil, uma yez que tal alternativa interrompe o fluxo natural dos nos, gerando de um ado a salmização e assoreamento progressivo destes reservatórios e, de outro, a diminuição ou mesmo interrupção do aporte de sedimentos aos oceanos, ocasionando alteração dos ecossistemas a jusante e deflagração de processos erosivos na costa oceánica. Adicionalmente, as melhores locações já foram utilizadas. De toda forma, a instalação de novas usinas deverá contar com uma participação major de geocientistas, tanto nas atividades tradicionais da busca de materiais de construção e análise geológica da região afetada, como na modelação e previsão das alterações geológicas e ecológicas locais e regionais que possam advir. Com relação às usinas já implantadas, so luções deverão ser encontradas para minimizar o assoreamento dos reservatórios e a salnização das aguas.

A alternativa de produção de energia a partir de anomalias geotérmicas, adotada hoje nas regiões de alto fluxo térmico, poderá se tornar viável mesmo nas regiões de baixo fluxo térmico (aproveitamento de baixa entalpia) à medida que a tecnologia se aperfeiçoa. A definição dos locais mais apropriados para seu aproveitamento é, sem divida, responsabilidade dos geocientistas.

A busca pela sustentabilidade do planeta fará com que a energia solar e suas variantes (eólica, marés e biomassa) contribuam com maior percentual na matriz energética dos países. Deverão contar, a exemplo do que á ocorre, com importante participação dos geocientistas na escolha dos locais mais apropriados para sua implantação, e nas fases de operação e manutenção.

Conservação e gerenciamento dos recursos hídricos

A disponibilidade de água é vital para a humanidade No final do século XX, mais de 250 milhões de pessoas no mundo sofnam com escassez crônica de água. Podese lembrar que um dos motivos da guerra entre os straelenses e arabes em 1967 foi a ameaça dos árabes de desviarem as águas do no Jordão, que fornece cerca de 60% da agua consumida na Jordania. Considera se que mais conflitos entre países possam ocorrer à medida que a disponibilidade de água se torne mais crítica pois, a exemplo de quase todos os recursos naturais, sua distribuição no planeta não é regular.

Cabe aos geocientistas o estudo e gerenciamento da agua subterrânea, cuja quantidade no planeta (Cap. 20), musto maior do que a água de superfície, permite certa tranquilidade quanto à disponibilidade futura do recurso. Por outro lado, se a água de superfície é rapidamente renovada pelo ciclo hídrico, o que permite a restauração de sua qualidade, a renovação da água subterrânea é extremamente mais lenta, sendo, por isso, muito mais vulneravel à poluição. Isto se torna mais critico nas regioes metropolitanas, onde a grande concentração populacional impõe a instauração de complexos sistemas de distribuição de água, coreta e tratamento de esgotos e residuos domichares e industriais, etc. Muitas vezes tals sistemas se apresentam muito vulneráveis, e acarretam contaminação em importantes reservas naturais. Neste aspecto, os geocientistas devem influir fundamentalmente na busca de processos econômicos de remediação e recuperação dos aquiferos,

Por compreender a dinámica envolvida no ciclo indrologico, o geocientista tem a tarefa importante de evar ao conhecimento dos políticos, industriais, agricultores e principalmente a população em geral a necessidade da preservação dos mananciais.

Conservação e gerenciamento de solos agrícolas

Solos araveis, produto final da alteração intempenca das rochas, levam muitos milhares de anos para serem tormados. Os solos ideais possuem bom suprimento de numentes, estrutura e mineralogia adequadas para a retenção de água e hospedagem de microorganismos, bem como espessura suficiente para suportar vános tipos de vida vegeta. Por outro lado, em terrenos unlizados exaustivamente na agricultura, muito solo é perdido por diversos fatores, entre os quais a salinização devida à irrigação imprópria, a contaminação tóxica pelo uso incorreto e/ou intenso de fertilizantes e pesticidas, e a erosão devida ao manejo inadequado, com cultivo em declives, destorestamento e atividades extrativas.

Segundo estudos recentes, areas já degradadas perfazem cerca de 300 milhões de hectares na África, 440 milhões de hectares na Asia e 140 milhões de hectares na América Latina. Alem disso, cerca de cinco a sete mi-

lhões de hectares de áreas agrículas são perdidos anual mente para os oceanos, sendo impossível recuperá-los. Por exemplo, 40% da área originalmente apta a agricultura na India encontram se parcialmente ou totalmente degradados, Na Bacia do Paraná (principalmente PR e SP) diversas e extensas áreas apresentam-se improdutivas, ocupadas por grandes feições erosivas denominadas boçorocas (Fig. 24.5), formadas a partir de erosão intensa ocasionada pelo desmatamento, uso inadequado do solo e descuido no gerenciamento das aguas superficiais. Em áreas urbanas, apesar do alto grau de impermeabilização do solo promovido pelas edificações e pavimentos, o problema de erosão também se faz presente de forma intensa, devido à exposição de extensas areas de solo sem qualquer proteção. Em vista disso, a par dos depósitos minerais e combustiveis fósseis, es solos devem ser também considerados como recursos naturais não renováveis, de importância vital a sua conservação e adequada utilização,

Observa-se uma diversidade muito grande entre as pránças de conservação do solo unlizadas em diferentes regiões do planeta. Naquelas próximas dos principais centros consumidores, que ja sofreram certa degradação pelo manejo impréprio dos solos, os agricultores têm uma crescente preocupação com sua conservação, ado tando práticas simples e eficientes, de baixo custo, aliadas a diversas tecnicas de monitoramento das condições atmosféricas e da variação das propriedades do solo ao longo do tempo. Têm tambem buscado o auxílio de sensonamento remoto na avaliação da eficácia dos processos produtivos adotados. No entanto, nas chamadas fronteiras agricolas, areas recentemente desflotestadas. continuam a se repetir os erros e descuidos de antigamente. Neste aspecto, os geocientistas deverão atuar junto aos agricultores na busca das soluções técnicas e economicamente viáveis para evitar ou mitigar a perda de áreas produtivas devido ao manejo inadequado e consequente erosão, contaminação dos recursos bíuncos, e assoreamento dos reservatórios,

Redução de desastres naturais

Outra missão fundamental dos geocientistas é o conhecimento, o mais completo possivel, dos fenômenos naturais que podem provocar grandes catástrofes como terremotos, erupções vulcânicas (tan to de lavas como de cinzas), ciclones tropicais, mundações, escorregamentos de terra, secas projongadas, etc. Taís desastres naturais, alem de provocarem grandes perdas de vidas e propriedades (Fig. 24.10), podem ocasionar também atrasos na evo-

lução do desenvolvimento económico, especialmente para os países mais pobres. A importância deste tema levou a ONU a chamar a decada de 1990 de a "Década Internacional para Redução de Desastres Naturais". Labe as ciências da Terra a tarefa de fornecer os instrumentos para prevenir tais desastres naturais e preparar las comunidades para reduzir sua vulnerabilidade. Isto é muito importante nas áreas urbanas onde, como já mencionado, os processos são catalisados pela desorganizada ocupação antropica.

Em termos de desastres naturais, a diferença de vulnerabilidade entre os países desenvolvidos e em desenvolvimento é marcante. Por exemplo, terremotos de mesma magnitude ocorridos recentemente provocaram apenas pequenos danos em Sao Francis co (Estados Unidos, 1992) devido às construções anti-sísmicas, enquanto na Armênia (1987), num terre moto de intensidade similar, morreram mais de vinte mil pessoas.

Um exemplo brasileiro bem sucedido da aplica ção do conhecimento dos processos geológicos na redução de acidentes é a correlação entre as taxas de precipitação pluviométrica e a ocorrência de escorregamentos na Serra do Mar (SP) (Fig. 24.11). Através do estudo de inúmeros casos historicos de escorregamentos, foram definidas pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas de Sao Paulo — IPT áreas ocu padas que apresentavam risco, bem como os limites crincos de precipitação que deflagravam processos de escorregamentos (Tig. 24.12). Quando as precipitações aproximam se desses imites pluviométricos, os geologos que atuam em colaboração aos setores de



Fig. 24.10 Escorregamento de grandes proporções ocamdo na cidade de Los Corales, Venezuela. Foto Sociedad Venezuelano de Geotecnia, 1999



Fig. 24.11 Cicatrizes deixadas por processos naturais de escorregamentos na Serra do Mar (SP). Foto: L. Soares.

Defesa Civil acionam o alerta que faz transferir a população de áreas de risco para locais seguros. Tal expenência, em prática desde o final da década de 1980, tem evitado periodicamente inúmeros acidentes com vítimas, e a experiência foi transmitida para ou tras áreas criticas, por exemplo nas cidades de Salvador (BA), Rio de Janeiro (RJ), Petrópolis (RJ), etc.

Disposição adequada de resíduos

A disposição de residuos domésticos e industriais tem sido objeto de crescente preocupação dos seto res de planejamento, da classe política e, mais recentemente, da população em geral. Os espaços para a disposição convencional em aterros sanitarios nos grandes centros urbanos estão se esgotando, enquanto nas regiões mais pobres as praticas de disposição de residuos são muitas vezes impróprias, causando contaminação nos solos e mananciais. Mesmo com a crescente adoção de políticas de reciclagem e

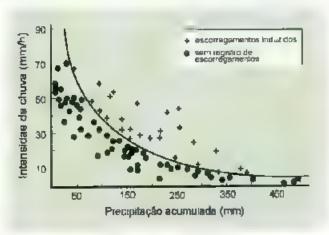


Fig. 24.12 Correlação da taxa de precipitação com escorregamentos. Fonte iPT

reaproveitamento industrial de alguns resíduos, continua fundamenta, a escolha dos locais para a disposição do resíduo final de forma a garantir a saúde e segurança da população, e neste aspecto os geocientistas devem desempenhar importante papel.

24.4 Globalização versus Sustentabilidade

Diante do quadro até aqui exposto, entende-se que o modelo econômico baseado na globalização e a política neoliberal caminhe em direção oposta ao desenvolvimento sustentável, o que nos leva a algumas questões:

- ate que ponto o "sistema Terra" suportará o crescimento demográfico?
- há condições de se reverter as taxas de cresci mento demográfico existentes atualmente e se chegar a uma estabilidade populaciona.?
- há condições de se garantir qualidade de vida satisfatória a uma população de 11 bilhões de pessoas?
- há condições de melhorar os padrões de vida nas populações mais pobres aproximando-os dos padrões do mundo desenvolvido?

Ainda não há respostas definitivas é satisfatórias para tais questões, principalmente levando-se em consideração a estimativa que a população da Terra devetá atingir os 11 bilhões mencionados acima durante a vida de muitos dos leitores deste livro.

Vimos que os geocientistas, graças à sua formação e ao seu conhecimento dos processos naturais, têm condições de contribuir para a solução das muitas dificuldades que deverão surgir neste início do terceiro milênio. O principal problema a ser resolvido é exatamente o do crescimento demográfico, para que se chegue o mais rápido possivel a um equilíbrio e estabilidade populacional.

Finalmente, qualquer modelo de desenvolvimento deverá se pautar em padrões éticos que objetivem um methor equilíbrio nos padrões de consumo entre os povos, de forma a garantir um bem-estar mínimo a toda a população, sem ultrapassar a capacidade do meto ambiente de se regenerar. Nesse contexto, os que têm muito e mais pressionam os ecossistemas do planeta terão de abrir mão de uma parte de seus privilegios para que aqueles que têm pouco possam também víver dignamente. Desta forma, não só os geocientistas mas toda humanidade terá de participar na preservação do Sistema Terra, condição necessana para a própria sobrevivência da espécie humana.

Leituras recomendadas

- ABGE IPT. Curso de Geologia Aplicada ao Meio Ambiente. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia ABGE / Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo IPT, 1995.
- Agenda 21. Conferência das Nações Unidas sobre meio ambiente e desenvolvimento. 2º cd. Brasilia. Senado Federal, 1997.
- BELLINAZZI, R., Jr.; BERTOLINI, D.; LOMBARDI NETO, F. "A ocorrência de erosão urbana no Estado de São Paulo". Anas do II Simpásio sobre o Controle de Erosão. São Paulo: ABGE, 1981, v.1
- CORDANI, U. G. As Ciências da Terra e a mundialização das sociedades. São Paulo: Estudos Avançados, 1995, v.9.
- DEMENY, P. A perspective on long-term population growth. Popul Develop. Rev., 1984, v.10.

- FYFE, W. S. & CALDWELL, W. G. E. "Earth sciences and global development", in *IUGS* perspective. *Episodes*, 1996, v.19.
- GOLDEMBERG, J. Energy, environment & development. London: Earthscan Pub., 1996.
- MULDER, E. F. J. & CORDANI, U. G. Geoscience provides assets for sustantable development, *Episodes*, 1999, v. 22.
- NORSE, D.; JAMES, C.; SKINNER, B. J.; ZHAO, Q. Agriculture, land use and degradation. In Dooge, J.C.I.; Goodman, G.T.; la Rivière, J.W.M.; Marton-Lefèvre, J.; O'Riordan, T.; Praderie, F., editors, An Agenda of Saence for Environment and Development into the 21st Century. Cambridge: Cambridge University Press, 1992.
- ZISWILER, V Extinct and Vanishing Species. New York: Springer-Verlag, 1967.

BIBLIOGRAFIA COMPLEMENTAR

- ADAMS, P. Moon, Mars and Meteorites, 2 ed. British Geological Survey, 1984.
- AGER, D. V. In National the Stranger placed Beauty 3 od Chichester John W. e. & Sons (1975)
- VI RE, C. J Da Pedra à Estrela. Lisboa: Dom Quixote, 1987.
- ATTIN I R. Sea menting Angeliares Train Contactor and the end day Amster Limit I server 1 8
- ANDI RSON, D. L. In Chart on Larte Oxford Brickett Scientic Protections 1983.
 BLEN R. K., SERNER, R. A. Die Crante Italia Composition of the Annal of the Incomposition of the In
- BELVITACHARYA, J.P. WALKER, R.G. Alova, deposits' in WALKER, R.C., IAMIS, N. Cos. L., Modes reposits as an astronomy Georgia. Associate of Cardia, 1994.
- BIGAR LEA LL, BLOK R, R. D., MATOS, D. J., WERNER, A. Feis Anterior day of the control of the Court bands - 31 OCM VI Grammon and made made to the Late Cot to minimal Englewood Clifts Provided Hall, 1991.
- 30. 40% G S "G ciers and Chaer con" ha DULL P. Mc D. ad thou Processor 1 to the Geology, 4 ed. London: 1993.
- BRASH Deptembert Saconal de Produção Maieras muito Maieral Brenkin (1) y %
- BRASH Department of National of Proceeding Material Agricultural Asia 18
- DROWN, G. C. MISSELL A. L. III from the Lord Congress on & Lowing of St.
- ERCALN C. C. E. ANKESACRET L. J. W. S. D. R. C. L. CHARTTHER FOR LAW C. M. C. C. S. Prince.

 Cambridge University Press, 1992.
- BURCHITEL, B. C. The Continental Crust. Scientific American, 1983, v. 249.
- Saskatchewan River Canada, Sedimentology, 1978, v. 25.
- Fra. Geological Society of America Bulletin, Boulder; E. U. A. 1985, v. 96
- (1) MALY II O_{S_1} is the President in partial conton of elements $t \in C_{m \times G_1}$ by Charles 1982, ∞ 10.
- CLOUD, P.; GIBOR, A.: The oxygen cycle. Scientific American, 1970, v. 233.
- CLOUD, P.C. C. Str. Will main the Lyonne, New York W. W. S. room & Comp. no. 1988
- COLENSON D. HONESON, D. B. Van athermore on lear George Vilena Union 1831. OWEN R. History of Lafe. 3ed. Boston: Blackwell Scientific Publications, 2000.
- CROSTA A P. Stretter's de empacto do Brasil una seriese do confeccio de la la linea de Congresso Bris cro de Geologia 53. Sun dor Sociedade Brasileira de Cecl. na. 382.
- CROSWELL, K. Magnificent Universe New York: Simon & Schuster, 1999.
- CUSTODIO, E.; LLAMAS, R. Hidrologia Subterrânea. Barcelona: Omega, 1981.
- DAWSON I . XI WRIT, R. J. of Myrette Peter 1961 From I George Georges 82
- DA SYMPLE, G. B. 146 Joint Law Stanting Stinford University Press 1981
- DI MI I RIO, I Co V. 2 to 1 to 2 that the state he pair thealar in matter a Notice of the São Paulo. Instituto de Geocièncias, USP, 1998 (tese)
- DICKINSON | Tree merit and have a Bockingh axers Press Inc. Space Telescope Science historica, 1999.
- radiation in the Precambrian Precambrian Research, 1983, v. 20.
- DUNBAR, C. O. Historical Geology. 2 ed. N. York: John Wiley & Sons, 1960.
- 1.0 Hr R. D. L. Geologic Time. 2 ed. Englewood Cliffs: Prenuce Hall, Inc. 1976.
- FOHER, D. F. MCARISHER, A. L. of an artist Laconce Class Pien ee In 18.

Cambridge University Press, 1992.

18118 Star Contract of the Star Amsterna of Science Rivers 1933 A

1 I (N | M NO) | FILHO, J. Hidrogeologia. convertos e aplicações. Fortaleza. CPRM, 1997.

1. RN N. M. S. F., COELHO, S. T. Perspectivas do alcool combustivel no Brasil. Sao Paulo, Instituto etrotecnica e Lineigia, USP, 1996.

Formula Paper, 1987

FRFF7Y, R. A.; CHERRY, J. A. Groundwater, Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1979.

Sons, 1988

GOWLER, A. Underground purification capacity. LAHS Publication, 1983, v. 142.

GRADNILIN, E. OGG, J. Geological timescale. Episodes, 1996, v.19

1995.

York, Workman Publishing, 1991.

HIBBARD, M. J. Petrography to Petrogenesis. N. Jersey: Prentice Hall, 1995.

O BRAND, VR. BOYNION W. VOLLER MARKET NICE IS A PLANT

(IOLMLS, A. Prinaples of Physical Geology, New York: The Ronald Press, 1965.

OG TONK A, WOODNILL GALGOLD CONDUCTION OF MARKETS CO.

to the Lake Superior region, American Journal of Science, 1960, v. 258A.

JI-ANLOZ, R. The Earth's Core. Scientific American, 1983, v. 249.

FCMT115 v. A. D. Tr. A. V. aree deep tree water lake beneal file accordance from the Antonio C. N. A. 1996, v. 381

KIRSHINER, R. P. The Earth's Elements. Scientific American, 1994, v. 271.

tield model from MAGSAT vector data. Geophys. Res. Lett, 1980.

Stratiform are deposits, 1986, v. 12.

- I DIR M & Sommon Down more as I non George Vac & This 1989

LEONARDI, G. Rastros de um mundo perdido, Ciência Hoje, 1984, v. 3

A Note I have been former of both on the Sander Cole & Polish of the

LIMA, M. R. Fóssess do Brasil São Paulo; T. A. Queiroz/EDUSP, 1989.

Scientific Publications (Goelogical Society of London Memoir nº 11), 1986.

LOUGHNAN, F. C. Chemical Weathering of Silicate Minerals. N. York: Elsevier, 1969.

1988

MACSAN D (FERRY) Grander Comment on the best on The transfer School Sch

MARGA I R. A. Comp. C. C. att S. C. California Maria Marine, A. C. Marine, I. Moulle Blanches, 1998, v. 2

MARTINS R. B. BRITE Of A In regulation, in Bir house Anstein 1951

MAS N. B. MOOR C. B. Princh, en Con Mr. N. York , Wile & Sorx 282

- rma Pontale, a retrict vet to the Paulo: Instituto de Geocièncias, USP, 1990 (tese).
- MILLONIN RECOMPLE OF A FIDATION HISTORY Seems and a restable de Resende - RP. Anais, Academia Brasileira de Ciências, 1985, v. 57
- MATTA DIAME CONTRACTOR OF A CONTRACTOR CONTRACTOR AND A ANTAL AND A ANTAL ANTA Le de Maria Maria Carrier Carrier Secretar Detracar George is, Memora 1978
 - A review of the braided-rivers depositional environment. Earth Science Review, 1977, v. 13.
- M. R. A. Meterrologia, Barcelona: Labor, 1972.
- V. N. V. P. V. HEINDER, Science, 1997, v. 278.
- MANARO A Manara a Manara Bounder Osts As & Inch Da
- NOUN NOUS CONTRACTOR OF THE RESIDENCE OF THE PROPERTY OF THE P OMM, Bango Mance, OMS, ONCOH, Washington: Stockhold Elector deletals, are 1 = 1 NATIONAL GEOGRAPHIC, 1997, v. 191.
- ONT 11.01 G S. O algood combustivel e a desenvolvimenta sustentada PiC Editorial, 1998
- PARTIERSON Confection of the Latter Conference Commercial Conference Conferen
- PITUB SIT, SC & MIM, D X, I RNIR II, KRON & G Diccoolain C Press Veientific American, 1994, v. 271.
- PLSSCA T MARINS COLL INRIG TAMBERT, R FTR NOV. A 6. RINDADI, LA TRANCISCO, C. Pere comisissem mesesa cosprisser at et a nos Bisa en l'encare International Congress of the Brize an Occupanced Security Richester to 1995
- PLIPORS & R. Martine Langue William of the New Loses I replicable these se Cliffs, 1590
- POLACK, L. H., HURLER, S., JOHNSON R. Heatflow from the art of Allerson the Global Data set. Reviews of Geophysics, 1993, v. 31.
- KMPIRA In Crown Rock is 11111 M N and Inch New York Intersection Professors 1963 v. 3.
- RALP, DALSTANIA S. M. ru. face I miller . S. T. L. merses W. T. Freezin, C. T.
- R bo (18 1 let dece it is a co Bras In RIBOLON) ad the south of Sto Pade Instituto de Estados Arinodos, 1999
- ROLL V. V. LINSKIR, R. Fra. Length Dr. age St. W. C. Jan. S. P. a. V cris ditora, 1994
 - . Brasil Aventura 2.. São Paulo: Terra Virgem Editora, 1995.
 - , Braul Aventura 3, Illias, São Paulo: Terra Virgem Editora, 1996.
 - . Brasit Aventura 4, Odisséras. São Paulo: Terra Virgem Editora, 1997.
- ROUTHHIR, P. Où sont les metaux pour l'avenir. Mémoire BRGM, nº 105, 1980.
- Re NOORN S. K. Corols as pale monogrea cooks, North Combon to 1200 s. 2 h.
- R SI, B ? I . . . At 1 War . . She . Kem In M. M. A D Ed 1 M. o Yake Chi. Corn Canadian Society of Petroleam Goodogots, Memoir 5, 1978
- SA N. C. USSAMI, N. MOLLAN, I. C. Green, Million Berge I represent the meter of the anomalies. J. Geophys. Res., 1993.
- SINTOS MI II C Pertrect of the toma traga at inthis of the same R of late to her 1993.
- SCHOOLS VIII VIII V. C. CAMPOS D. A "A conducte da Portatorio Su cincio non Bristo e sus STREET SCHOOL DISCOSTRACES IN SCHOOL SHALLS COOK ON A COOK CONSTRUCT BY WE Brasilia: DNPM, 1984.
- MILY I "I column and esponse of Tealard sister sediments again patrior. In I ALARIDGE I G. HORES R. M. Lds. K. Jan Barris Summerly, J = Reformer Models for Exploration, Tulsa: SEPM, Special Publication no. 31, 1981

SCH, MM, S. v. Accution and response of the flavor system secumentological represents for a little RID of 1.1 G. LLORES, R. eds. Recontinuous and more of policy of the interest more and accept non-interest policy. Tulsa Secrety of Economic Palcont cognitis and Materilegists, Special Palaciana, 1991, v. 31.

SULBY, J. The scehouse-greenhouse cycles. Geology Today, 1991, v. 7.

SHORT SR N. M. BLAIR JR. R. W. Generally of them space Heaster Nat. 1. A rep. ites and Space Administration, 273 plates – NASA, 1986.

SIM A N. MCRI A H. I. Petrangae I n. 2. Sessae in Bureau Graffea e I ditora. S'ecedade bris en de Georgio, Conselio Niconal do Deservolvinien o Certifico e Tecnologico. 1784 y I

SKINNER, B. J.; PORTER S. C. The Dynamic Earth. N. York: J. Wiley, 1995.

SKWARA 1 Day 15 - and Verbein Mem — guide to outerfred tood be made in Control and the United Struct Blacksburg: McDonald and Woodward, 1992.

SMITH D G. Fo. the Cimerias Employees in Facility on the Cambridge Conordes University Press. 1981

SM. D. (1) SMETH, N. D. Sedimentation in an storrosed river systems, example Len. Ilevitivalleys near Banff. Alberta, Journal of Sedimentary Petrology, 1980, v. 50

SUGI IO, K. Rochas Sedimentares. São Paulo: Edgard Blucher, 1980

IASTUERI, EUNIDA, S. SANAMORI, H. Tecres, um Planeta, in Deoree intrum ao a a etis, e " in anabre da deriva continental. São Paulo: EDART/EDUSP, 1974

THOMPSON A B. Grad'ermin Granius Congressione Repart of the Dahen, drocks in the 10th of a Berlini Springer Verlag, 1984.

TILI ING, R. I. Mount St. Helens, 20 years later: what we've learned. Gentimes, 2000.

CRRIS P. C. SHVA, T. P. CORRITA, P. cos. A rupcio and a 1922 hander. Inc. Cabo Verde, Lisboa: Instituto de Investigação Científica Tropical, 1997.

UNCS. Principles of the inneral resource classification system of the UNB iron of Mine at EuN Geological Survey. Geol. Surv. Bull., 1976, v. 1450-A

VANCE P AWRAMIK, SAM Are minute and the Allowa Miles a time of Precomman Reserve., 1985, A. S.

VINK, G; L, MORGAN, W, MOGT, PR The Lieth's Hot Spots Nation of the Market 1985 A 152

VIICKE O, POLLACK, H. N. On the variation of continental pent flow with age matthe form a evolution of continents. Journal of Geophysical Research, 1980, v. 85.

WA KIR R. G., CANTED — Sandy fluxual systems." In WALKER, R. G. of Live Countries of Geological Association of Canada, 1984.

WAX R. R. C., "Lacks faces models and modern stratgraphic concepts". In WALKER R. C., IAMES, N. P. Eds. The common configurations that the face for St. John's Ocologic. Assertment of Canada, 1992.

WHILL, R.S. MCKIN/II, D.P. Volcan's national and in more on 1889, a 2ct

WICNNO R, R., MONROL. S. Line to Const. Commun. The First and Lettering From Proc. Minneapolis/Saint Paul: West Publishing, 1993.

WOODHOUSE LIFE DZ I WONSKEA M. Mapping the Unper Maritie three dances has more me.

Little structure by livers in of seismic wave terms francial in Gapanian Science, (\$4,5,8).

WYSESSION, M. The inner workings of the Earth American Voientist, 1995, v. 83.

VARDI V. B. W. J., MACKENZIE, W. S., GLATTORD, C. T. J. Manuscrine Researcher. Textures. London: Longman Scientific & Technical, 1990.

ZAJNIJ, K., WALKER, J. C. G. and grave diagonal natural leader material Precinition Research 1987, v. 37



Este apênd ce apresenta as propriedades físicas: dureza (D), densidade relativa (D R.), cor, brilho e usos, dos minerais citados nos tópicos. CIASSIFICAÇÃO SISTEMÁTICA DE MINERAS e USO DOS MINERAIS E ROCHAS (Cop. 2). Os grupos mineralogicos são desmembrodos nos seus principais minerais.

MINERAL COMP QUÍM CA SIST, CRIST.	D	D.R.	COR	BRILHO	USOS
	IVQ5				
Cobre Cu cúbico	2,5 0 3,0	8,9	vermelho, preto	metál co	metal, I gas metálicas, saís de cobre ind.e étrica
Diamante C cúbico	10,0	3,51	ncolor, amarero, verde, vermelha, azul, laranja e marrom	odomantino	gemológico, ind. de abrasivos
Enxofre 5 anomembres	1,5	2,05	omarelo	res noso	fabricação de H ₂ S, H ₂ SO ₄ , inseticidas, fertilizantes e vulcanização de borracha
Grafita C hexagona	1,0 a 2,0	2,23	cinza, preto	metálico	cadinho refratário, lubrificante, mino de lápis, pigmentos protetores, baterios, eletrodos e escovos para motores elétricos
SULFETOS					
Esfalerita ZnS cubico	3,5 a 4,0	3,9 0 4,1	incolor, verde, amareio, marrom escuro	resinoso a adamantino	minério de zinco, minério de cádmio, India, gálio e germânio
Galena PoS cubico	2,6	7,4 a 7,6	cinza-chumba	metólico	minério de chumbo, minério de proto, (nd. vidreiro, pigmento
Pirita FeS ₂ cúbico	6,0 a 6,5	5,02	amarelo-latáo	metálico	fobricação de H₂SO₄
SULFOSSAIS					
Enargita Cu ₃ AsS ₄ ortorrâmbico	3,0	4,45	preto-acinzentado	metálico	m nério de cobre
Tetraedrita (Cu, Fe),255,S13 cúbico	3,0 a 4,5	4,7 a 5,0	preto-acinzentado	metálico	minério para a prota associada
ÓXIDOS					
Cassiterita SnO ₂ tetragonal	6,0 a 7,0	6,8 a 7,1	marrom, preto	metá ico a adamentino	m nério de estanho
Corindon A ₂ O ₃ tagona	9,0	4,02	incolor, marrom, verme ho, azul, amarelo	vítrea a adamantino	abrasivo, gernológico
Crisoberilo BeAl ₂ O ₄ ortorrômbico	8,5	3,65 g 3,80	verde, amareto, castanho, fenômeno alexandrita	vítreo	gemotógico
Espînélio MgAl ₂ O ₄ σύθικο	7,5 a 8,0	3,5 a 4,1	branco, vermelho, azul, verde castanho, preto	vítreo	gemológico, nd.de refratério (sintético)
Gelo H₂O hexagonal	1,5	0,92	incolor	vítreo	diversos

~	-01	- 4
en.	- 4	и.
mail:	-3	-

334					
MINERAL COMP QUIMICA	D	D.R.	COR	BRILHO	USOS
S ST CR ST					
Hemat to	5.	5,26	cinza preta	metal co	minério de ferro pigmentos, gemológico
Fa ₂ O ₃	6.5				
Irigonal					
llmen ta FeT O	Eg Ne	4,7	preto	meta ico	minêno de titôn o, p gmento
tr gonal	60				
Magnetila		6 10			
Fe ₁ O ₂	0(5,18	pretc	metá ico	minério de terro
C Tpico					
Piralusita	(4/3	preto	metá ico	m néno de manganês, axidante na obterição
MnO-			, , ,		de cloro, bromo e oxigênio
teiraganal	2.0				
Rutilo	5 C	4.18	vermelha,	adamanhno	cobertura das barras de soldo, pigmento
TO;	1	a	marrom	a	
fetraganat	65	. 5	averme ha da	submetálico	
HALÓIDES Efluorito		5.18	mentar hanna	dene	
CaF	1	3.10	ncolor, branco, verde clara,	vitreo	nd químico, fundente na indi de aço, vidro esmalte haerglass, cerâmico, gen a ógico
cubico			verde ozulada, azu ,		barrer and grant and the grant and and
			verme ho-camiim		
			rosa morrom		
Halita NaC	2,5	2 16	nco or, branco,	vitreo	ind quim ca, fertilizante, curtição de couro,
copico			amarelo, vermelho,		came, in bidar de formação de gelo em au oestradas
			vermelho-com m		46 4441444
Silv ta	20	99	incolor a branco,	v treo	Fert lizante
KCI			azu , amarelo		The state of the s
t úbico			verme ho		
CARBONATOS					
Colc to	3 0	2,71	branco, inco or ,	vitreo	nd de cimento portland, ca orgamassos e
CaCO ₁			cinza, verme ho, verde, azul, amarelo	a subvitrea	rochas amamentais, indiquím ca, carretivo de solo
			топот, втопса		40.00
Dolomito	15	2.54	ncolor, rosa,	vifreo	indide refratários, corretivo de solo
CoMg(CO ₂)	1		branco, cinza, verde		fabricação de cimentos especiais
trgona	4 、		marrom preto		
Magnesita	3.5	2 >	branco, e nza	vilreo	ind quimica, nd de retrotórios
MgCO ₁	+ 5	17	amarelo, marrom		
trigona					
Malaquita CuCO ₁ Cu(OH),	3.5	30	v e rde	odament no	Gemalógica, m nério de cabre
manac in co	45	4.02		a lerroso	
S derita	. 4	3.96	amarela, castanho	vitreo	nd de refratarios
FeCO,	c	1,0	andreio, cosidino	7111 E U	nd deteradios
ingonal	10				
MITRATOS					
Salitre KNO ₁	21	2	incolor, branco, cinza	vítreo	
Salitre-ab-chile NoNO,	11	2 29	incolor, branco	vitreo	
EURATUS					
Во́гох	2.0	1,7	ncolor, branco	vítreo	ind de vidro, sabão, detergenter uso
No ₂ B _A O ₂ H ₂ O	25				medicina solvente de óxidos metáticos fundente

MINERAL	D	DR.	COR	BRILHO	LSOS
COMP. QUÍMICA					
	MATOS				
Barlta BaSO ₄ ortarrômbico	3,0 3,5	4,5	incolor, branco, azulado, amareto, vermelho, verde	vítreo	ind. petrolífero, fonte de Bo pigmento en- chimento de papei e algodão, cosméticos contraste radialógico
Gipsita CaSO4-2H2O manaciínico	2,0	2,32	incolor, branco, c.nza, amarelo, vermelho, marrorn	perláceo	fabricação de gesso, cimento portiand e ferti izante
FOSFATOS, ARSENIA	TOS E VANA	DATOS			
Apatito Cas(FCI,OH)(PO.); hexagonal	3,15 a 3,20	5,0	incolar verde, marrom, azul violeta	vítreo	fertilizante fosfatado, gemológico
Lazulita Mg, Fe/A, PO, MOH), monaclinico	5,5 6,0	3,09	verde-azulado	vítreo	gemo ógrco, minera de rocha
TUNGSTATOS E MOL	IBDATOS				
Scheelita CaWO ₄ tetragonal	4,5 a 5,0	5,9 a 6,1	branco, amarelo, verde, marrom	vitreo a adamantino	minério de tungstênio, gemalógico
SILICATOS					
Tetroedros isolados () Andaluzita A, ^(S) A,(^(G) OS-O ₄ ortorrombico	nesossificator 7,5	3,16 3,20 a	verde-ol va, marrom evermelhado	vitreo	gernalógico, cerâmica refratória
	* *			4	
Cienita Al ^a Al ^a OS,O ₄ frictineo	5,0 e 7,0	3,55 a 3,66	branco, cinza, azul, verde	vítreo a perláceo	gemotógico, cerámica refrotário
Granada (Fe,Mg,Ca,Mn)- -Al ₂ (SiO ₄) ₃ cúbico	6,5- 7,5	3,5 a 4,3	vermeiho, amoreio, verde	vítreo a resinaso	gemoióg co, abrosivo, mineral-de-rocha
Olivina (Fe,Mg) ₂ SiO ₄ ortorrômbico	6,5 e 7,0	3,27 a 3,60	verde-afiva a verde-amareiado	yltreo	gemológico, refratário, mineral-de rocho
Stllimanita Al ^M A. ^M OS:O _d ortorrâmbico	6,0 a 7,0	3,23	verde-claro, castanho, cinza	vitrea	m neral-de-rocha
Titanita CaTiO(5:04) monoclínico	5,0 a 5,5	3,4 a 3,55	verde, amarelo, marrom, cinza	resinoso a adamantino	gemológico, pigmento (TiO ₂)
Topázio Al₂SiO₄(F,OH)₂ ortorrômbico	8,0	3,4 o 3,6	incolor, amarelo, roso, azul	vitreo	gemológico
Zircāa ZrS O₄ tetragonal	7,5	4,68	incolor, marrom, verde, amarelo	vitreo a adamantino	gemológico, refratário (ZrO ₂), ind.nuclear
Deplus de tetrace	dres (seres	silicatos) -	- \$1:0 = 2:7		
Epidoto Ca(Fe³+,Al)Al ₂ O(SiO ₄)+ (Si ₂ O ₇)(OH) manoclínica	6,0 a 7,0	3,25 a 3,45	verde-pistoche, verde-amarelado	v treo	gemorógico, minera -de-rocha
Hemîmorfita Zn ₄ (S1 ₂ O ₁₂ (OH) ₂ priorrêmbice	4,5 o 5,0	3,4 o 3,5	branco	vitreo	minério de zinco

536					
MINERAL (** COMP QUÍMICA SIST. CR.ST	0	D.R.	COR	BRILHO	JSOS
Anéis de tetroedros (c	iclass/licutes) - SI:0 = 1	13		
Berilo BegAl ₂ Si ₆ O _B hexagonal	7,5 a 8,0	2,65 a 2,80	verde-amarelado, verde-amero da azul, ambreio, rosa	vítreo	gemológico, minério de berlio
Turma na (No,Ca,]{Li,Mg,A} (Al,Fe,Mn) ₆ (BO ₃) ₃ (Si ₆ O ₁₈)(OH) ₄ Iriganal	7;0 6 7,5	3,0 g 3,25	Incolor, verde, verme ho, azul amarela	vítreo = resinoso	gemológico, pirômetros, bombos de pressão
Codeins simples d	a totrondr	os livoseli	licatos de cadelo simple	or) = Si:0 = 1	-3
PIROXÊNIO		(***-***		- III - I	
Enstatita MgSiO ₃ ortomômbico	5,5 o 6,0	3,3 o 3,6	Verde, marrom, omorelo	vítreo o perláceo	gema, minera -de-rocha
Espodumênio L:A.Si ₂ O ₄ monoclínico	6,5 a 7,0	3,15 g 3,20	Verde, rosa, amareio	vitreo	gemo, minério de Lítio
Radonita MnSiO ₃ triclínico	5,5 a 6,0	3,4 e 3,7	Rosa, vermelho	v ^f trea	gemológico
Codeles dunies de	tetrandro	s linessiic	atos do cadela dupla) -	- SI:0 = 4:11	
ANFIBÓLIO					
Harnblenda (Ca,Na) _{2,3} (Mg,Fe,Al) ₃ Si ₆ (S ₁ ,Al) ₂ O ₂₂ (OH) ₂ monoclínico	5,0 a 6,0	3,0 0 3,4	Verde a preto	vítrea	m neral-de-rocha
Tremolita Ca ₂ Mg ₃ (S ₃ O ₂₂) (OH) ₂ monoclinica	5,0 6,0	3,0 6 3,2	Cinza a verde	vítreo	gema, mineral-de-rocha
Folhas de tetraed	ros (filossi	licates) –	SI:0 = 2:5		
ARBILOMINERALS					
Caulinifo Al ₂ S ₁₂ O ₅ (OH) ₄ manaclínico	1,5 a 2,5	2,2 a 2,6	Branco	terroso	ind De cerâmica, m neral-de-rocha
Crisocola Cu ₄ H ₄ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈ criptocristolino	2,0 a 3,5	2,0 a 2,4	Verde, verde -azulado	vítreo a terroso	seiante de fendas em solo, rocha é barragens
MICAS E TALCO					
Biotita K(Mg,Fe) ₃ (A1,Si ₃ O ₁₀)(OH) ₂ monocinico	2,5 e 3,0	2,7 o , 3,2	Verde-escuro a preto	micáceo	m neral-de-rocha
Muscovita KAl ₂ (Al,Si ₃ O ₆ (OH) ₂ monoclínico	2,0 a 2,5	2,8 a 3,1	ncolor	micáceo	mineral-de-rocha, isolante elétrico e térmica

					537
MINERAL COMP QUÍMICA SIST CRIST.	D	D.R.	COR	BRILHO	USOS
Codelas bolicoida	ls de tetrac	dres (fec	tessificates) Si:O = 1	:1	
FELDSPATOS POT	ÁSSICOS				
Microclinio KA ₁ S ₁₃ O ₈ tric inico	6,0	2,54 c 2,57	branco, amarsio, verde	vitreo	gemológico, mineral de rocha, and cerámica, vidro, esmaite
Ortoclásia KAIS ₁₂ O ₈ monocifrico	6,0	2,57	branco, cinza, vermelho-came	vítreo	gemológico, mineral-de-rocho, ind.cerámico
PLAGIOCLÁSIOS					
Albita NaASi ₃ O ₂ todlitica	6,0 a 6,5	2,62	incolor, branca, cinza	vít reo a perláceo	gemológico, mineral de rocha, indicerâmica
Oligociásio (Na,Co)Al _{1,2} S _{13,2} O ₆ todímica	6,0 a 6,5	2,62 a 2,76	branco, verde-acinzentado	perláceo	gemológico, mineral de rocha
Labradorita (Ca,Na)Al ₂₋₁ Si ₂₋₃ O ₈ trec inteo	6,0 a 6,5	2,62 a 2,76	ozul, vermetho, verde, cînzo	vítreo	gemológico, mineral de rocht
Anortita CaA ₂ Si ₂ O _d triclinico	6,0 6,5	2,76	branco, cinza o preto	vitreo	mineral-de-rocha
FELDSPATÓIDES					
Lazurita (Na,Ca) ₈ (Al\$rO ₄) ₄ . (SO ₄ ,S,Cl) ₂ cúbico (modificações para ortorrômbico, mono e triclínico)	5,2	2,39	ozuł, violeta-azulado, azul-esyerdeado	vitreo	gemológico, pigmento
Sodalifa Na ₈ (AlSiO ₄) ₆ Cl ₂ cúbico	5,5 a 6,0	2,30	ezul, cinza, verde, branco, amarelo	vitrec	gemológico
QUARTZO					
Guartzo SıO₂ trigonal	7,0	2,65	încolor, roxo, amarelo, azul, verde, fumê	ví†r eo	gemo ógico, lentes e prismos de instrumentos ópticos, rádio oscilador, medidor de altas pressões

PREFIXOS PARA MÚLTIPLOS E SUBMÚLTIPLOS DE UNIDADES

Prafixo.	- Abreviature :	Fator de multiplicação
Giga-	G	10°
Mega-	M	10%
Qulo	k	103
Hecto-	h	102
Deca-	da	10
Dea-	ď	10-1
Centr-	c	10-2
Milli-	m	10-3
Micro-	J.	10-6
Nano-	n	10·9
Pico-	р	10.12

APÉNDICE II

Comparação entre unidades da Sistema Métrico e Inglês

Conversões

Para converter:	Multiplicar por	Para obter:
Compriments		
Polegadas Cent metros	2,54 0,39	centimetros po egadas
Pés	0,30	metros
Metros	3,28	pės
Jordos	0,91	metros
Metros	1 09	įardas
Milhas	< 1,61	quilômetros
Quilômatros	0,62	milhas

Conversões

Para converter:	Multip icar por	Para obter:
Área		
Polegadas quadradas	6,45	centimetres quadrades
Centimetros quadrados	0,15	polegadas quadradas
Pés quadrados	0,09	metros quadrados
Metros quadrados	10,76	pés quadrados
Milhos quadradas	2,59	qu ômetros quadrados
Quilômetros quadrados	0,39	milhas quadradas
Quilômetros quadrados	247,1	ocres
Lardas quadradas	0,836	metros quadrados
Volume		
Po egodos cúbicos	16,38	centímetros cúbicos
Centimetros cúbicos	0,06	polegadas cubicas
Pés cúbicos	0,028	metros cúbicos
Metros cúbicos	35,3	pés cúbicos
Milhas cúbicas	4,17	quilômetros cúb cos
Quilômetros cúbicos	0,24	milhas cúbicos
L tros	0,26	galāes
Galões	3,78	litros
Masso o Poso		
Onças	18,35	gramas
Gramas	0,035	onços
Libras	0,454	quilogramas
Quilogramas	2,205	libras
Pressão		
atmosfera	1,01325	bar
atmosfero	101 325	Pascal
par	0,987	atmosfera
bor	,02	kg/cm²
bar	100 000	Pascal
kg/cm²	98 066,5	Pascal
psi	6 894,8	Poscol
mmHg	133,3	Pasca
Pascal	0,000145	ps

Temperatura

- a) para converter graus Fahrenheit (°F) em graus Celsius (°C) subtrair 32 graus do va or da temperatura e dividir par 1,8.
- b) para converter graus Cels us (°C, em graus Fahrenheit (°F), mu tip icar o valor da temperatura por 1,8 e adic onar 32 graus
- c) para converter grous Celstus (°C) em Kelvins (K), elimine o símbolo "grau" e ad cione 273
- d) para converter Kelvins (K) em graus Celsius (°C), adicione o símbolo "grau" e subtraia 273.

ונו בצועונבינו

Dados Numéricos sobre a Terra (atual)

Raio Equatorial	6 378 km	Massa da atmosfera	5,1 x 10 ²¹ kg
Raio Polar	6.357 km	Massa do gelo	25-30 x 10 ¹⁸ kg
Volume	10,83 x 10 ²⁰ m ³	Massa dos oceanos	$1.4 \times 10^{21} \text{ kg}$
Superfic e	510 x 10 4 km ²	Massa da crosta	2,5 x 10 ²² kg
Porcentagem superficia		Massa de manto	4,05 x 10 ²⁴ kg
dos oceanos	71%	Massa do núclea	1,90 x 10 ²⁴ kg
Porcentagem superficial de		D stância média do Sol	1,496 x 108 km
terras emersas	29%	Ve ocidade de rotação	40 000 km/
Altitude média dos continentes	623 m		dia no Equador
Profundidade média dos oceanos	3,8 km	Ve ocidade méd glem	
Massa	5,976 x 10 ²⁷ g	vo ta da Sal	29,77 km/s
Densidade	5,517 g/cm ³	Massa do Sol/Massa da Terra	3,329 x 10 ⁵
Grav dade no Equador	978,032 cm/s ²	Massa da Terra/Massa da Lua	81,303



MINERAIS DE MINÉR O COMUMENTE UTILIZADOS COMO FONTES DE ELEMENTOS QUÍMICOS a ma oria se refere a minérios metálicos, cujo emprego final envolve graus variados de preparação pelo industria de transformação mineral (ver Cap. 21).

ELEMENTO QUÍMICO	MINERAL DE MINÉRIO	COMPOS ÇÃO QUÍMICA	LSOS MAIS FREQUENTES	OBSERVAÇÕES
Alumino	Gibbsita Boehmita Dásporo	A ₁₂ O ₃ 3H ₂ O A ₁₂ O ₃ H ₂ O A ₃ O ₂ ,H ₂ O	Obtenção do alumínio metálico, fabricação de materiais refratários e produtos quím cos. Conteúdos de A ₁₂ O ₃ , SiO ₂ e Fe ₂ O ₃ definem os empregos do pauxita	Bauxita é a minéria ma s importante de alumínia
Antimônio	Est binita Tetraedr to Jamesonita	\$b ₂ \$ ₃ (Cu, Fe) ₈ \$b ₃ \$ ₇ Pb ₂ \$b ₂ \$ ₅	Comumente em ligas com chumbo, cobre, bismuto para fabricação de munição e soidas	Estibinita é a principal fonte de antimánio. Ocorre comumente em veios hidrotermo side baixa temperatura.
Arsênia	Arsenopinta Rea gar Ouropigmento Loellinguita Esma tita	FeAs5 As5 As ₂ S ₃ FeAs ₂ CoAs ₂	Em compostos para preservação de madeira herbicidas e produtos químicos e farmacêuticos	Constitu vários minerais, mas a arsenopirita é o mais comum minera de minerio de arsênio, acompanhando freqüentemente muitos minérios metálicos sutterados Seus minerais não são intencianalmente avrados para arsênia, este é recuperado de outros minérios.
Berî <mark>l a</mark>	Ber o Fenacita Bertrandita	Be ₃ A ₃ S ₄ O ₈ Be ₄ Si ₂ O ₇ (OH) ₂	É consum do sob forma de ligas, óxidos e metal, principalmente em artefatos e instrumentos eletro eletrôn cos e de comunicação (conectores, sensores, laser, sem- condutores, vidros especiais)	Berto é a principal fonte do benlio, extraído notadamente de pegmatitos e de placers.
B smuto	Bismuta nativo Bismut nita	B B ₇ S ₃	Principa mente em produtos formacâuticos e em igas metálicos de baixa temperatura	Normalmente é recuperado no processo metalurgico (refino) de minérios de autros metals (Pb, Cu, Zn), ande a bismutinita ocorre como mineral acessóno
Boro	Borax Calemanita	No ₂ B ₄ O ₇ 10H ₂ O Co ₂ B ₆ O 5H ₂ O	Ampia aplicação na industria química e também no fabricação de nã e fibra de vidro e em vidros especiois.	Diversos sais de bora estão presentes em lagas salgados au salinos (playa lake), fontes termais e evaporitos continentais. Bórax é a dimaior interesse comercia
Вгото	Ocorre comumente em solução nas sa mouras naturais		Compõe ampla variadade de produtos químicos e farmacêuticos, como inset adas e des ntelantes.	Ocorre em lagos saigados (de ande é normalmente extraído), água do mar e de paços de petráleo e em evaporitos marinhos. É muito soluve e concentra-se (até alguns mi hares de ppm), substitu ndo o claro em minerais evaporíticos (halita, camo ita, taquidrita)
Cádmio	Greenockita	CaS	Lisos restritos em a gumas Igas, baterias e pigmentos.	Greenackita ocorre dispersa em alguns minérias surfetados e raramente desperta inferesse econômica Cadmio é recuperado no retino de minério de zinco ande está associado à estalerita (Zn., Cd)S com conteúdos de fração de parcento

	-	-
6		n
_		•

ELEMENTO QUÍMICO	M NERAL DE MINÉRIO	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQÜENTES	OBSERVAÇÕES
Cés a	Po ucita	(Cs, Na,AlS ₁₂ O ₆	uso em fotocé u as e processos termoelétricos	Ocorre em pegmatitos complexos Princ par fante econômica em depósitos/lagos sal nos.
Chumbo i	Galena Cerussita Anglesita Piromorfita	PbS PbCO ₃ PbSO ₄ Pb _S (PO ₄) ₃ Cl	usos variados desde baterias elétricos, munição, ligas metálicas (latão, branze), capeamento de cabas, pigmentos.	Galena é o principa minera de minério, acorrendo em vários tipos de depósitos minerais. Os três outros minerais atados decorrem da oxidação supérgena da galena Chumbo participa também de diversos sulfossa s
Cobalto [Cabatita Linneatla Carrollita Siegen la Skutterudita Gersdorffita	(Co, Fe)AsS Co ₃ S ₄ Co ₂ CuS ₄ (Co, Ni) ₃ S ₄ (Co, Fe)As ₃ (N ₁ , Co)As ₅	Seus principais usos incluem a fabricação de ferro igos de alta temperatura, aços de elevada dureza e de cata izadores	usualmente é oblida como subproduto de minérios de cobre e de níques.
Cabre	Cu nativo Calcoprinta Bornita Ca cosita Cavel ta Cubanita Energita Cuprita Maiaquita	Cu CuFeS ₂ Cu ₅ FeS ₄ Cu ₇ S CuS CuFe ₇ S ₃ Cu ₃ AsS ₄ Cu ₇ O Cu ₂ (OH) ₂ CO ₃	Em virtude de suas qualidades especiais (ducti idade, res siência à corrosão e elevada condutividade elétrica e térmica), o metal copre tem aplicação ampla e diversificada em igas metál cas (bronze, latao), fios elétricos, equipamentos eletroe etrônicos e artefatos para construção aiv l	Cobre é minerado de vários tipos de depósitos próprios, em particular dos porfiríticos, sed mentares e de fliação vulcanagên ca. Nesta ciasse de depósitos, seus minérios são comumente polimetá icos, permitindo a taviro simultânea ou a recuperação de outros metais como Au Agi Zn, às vezes Se, como coprodutos ou subprodutos. Participo de vários autros minerais notadamente sultetos e sulfossais (sêne da tetraedrita tennantita, estantia, etc.), porém de menor interessa econômico para cobre Colcosita, cove ita, cuprita e malaquita, al ém de azurita Cua(OH)2(CO3)2 e tenorita CuO comumente ocorrem no zona de alteração supérgena de depósitos sulfetados de cobre (podem constituir importantes minerais de minério)
Crama [Cromita	FeCr ₂ O ₄	A mais evidente aplicação do cromo é no tabricação dos aços inoxidáveis e ferro igas de elevada resistência térm ca e à corrosão. Também é ut lizado em produtos químicos, na preparação de couro e, como cramita na fabricação de peças e artefatos cerâmicos retratános. Para estes grupos de aplicações (metalurgico, químico e refratános) exigem se espec ficações adequadas do minério, inclusive sobre a composição química da cromita.	Cromita é praticamente a única fonte econômica para cromo e forma depós tos comerciais exclusivamente de natureza magmática hospedados em complexos móticos-ultramáticos estrat formes e atialíticos Pertencendo ao grupo dos espinélios, tem uma composição química variavel, devido às substituições de Fe ³⁺ , por Mg e de Cr ³⁺ por Al e Fe ³⁺ , que influencia suas aplicações
Elementos de terras roras (ETR)	Monaz ia Bastnasria Xenatima	(Ce, La, Nd, Th)PO ₄ CeFCO ₃ YPO ₄	Vários empregos incluindo vidros especiais (tubo de ferevisao, catalizadores, fibras ápticas).	Os ETR têm ocorrência comum em rachas igneas alcal nas e carbonatiros. Seus principais minerais (monazita e bastnasita) são expiorados em depósitos tripo piacer. Manazita é a principa fante de tário, que forma autros m nerais como a tonta (ThSiO ₄). Brannenta (J. Ca, Ce)(Ti, Fe) ₂ O ₆ é importante fonte de urânio.

sedimentares ou metamorfizado

ELEMENTO QUÍMICO	MINERAL DE MINÉRIO	COMPOSIÇÃO QLÍMICA	USOS MAS FREQUENTES	OBSERVAÇÕES
Enxofre	Enxofre nativo	S	Para a maioria de sues aplicações, o enxotre deve previamente ser transformado em ácido sulfúrico, essencial em uma multiplicadade de segmentos industriais fobricação de fertilizantes, explosivas e inúmeros produtos químicos e farmaceuticos	Os depósitos de enxofre nativa são os únicas lantes naturais para a obtenção direta e a menor custo do enxotre elementar e de seus produtos derivados. O envotre resulta como subproduto do petróteo e de foihe hos beturninosos durante o tratamento e refino desses combustíveis fásseis. Tombém é recuperado, usualmente, sob a forma de ácido su funco o partir de minérios de su fetos maciços de Cu. Pb. Zn e ouro ricos em pinta prirotita e marcassita e, também, de depósitos de carvão pilitosas. As jozidos principais de enxofre nativo estão em ambientes sed mentares associados a domos sal nos e depósitos evaporíficos. Menor parcela em depósitos vuicânicos
Estanho	Cass ter ta Estanda Culipárita Teal ta	SnO ₂ Cu ₂ FeSnS ₄ Pb ₂ Sn ₄ Sb ₂ S ₄ PbSnS ₂	Os mais destacados empregas do estanho estão no fabricação de soldas e de foihas de flandres, e também em igas metálicas e produtos quím cos.	Cass ter ta é o ma s importante minera de minero de estanho e responde pela quase tota idade de sua produção, onde as sulfetos têm uma participação subordinado. É minerada em pegmatitos e greisens e em placers aluvianares e litorâneos deles derivados
Estrôncia	Celestita Estroncian ta	SrSO₄ SrCO₃	Tem ap cação em vidros especiais, peças eletrônicas e artefatos piratécnicos	O princ pal modo de ocorrência é em depósitos sedimentares.
Ferro	Hematita Magnetita Goethira S derita	Fe ₂ O ₃ Fe ₃ O ₄ FeO OH FeCO ₃	Ferro é a metal essencial de nossa civi ização industriai. Seus múltiplos empregos se fazem basicamente na forma de igos com autros melais ditos ferrosos, resultando numo variedade de tipos de aços indispensáveis ao desenvolvimento e manutenção de nossa sociedade modema. Oxidos de ferro hidratados soci também explorados para a elaboração de pigmentos em cerâm ca e vidro.	rlematita e magnetita são os principais minerais de minério de ferro. As ma ares reservas e produção estão em depósitos associados a formações ferriferas bandados que usualmente foram enriquer dos por processos metassomáticos hidrotermais e/ou supérgenos.
lado	Lautarita Dietzeita	$Ca(IO_3)_2$ $Ca_2(IO_3)_2$ (CrO ₄)	Vários produtas quím cos e famacêuticos. Supremento a imentar	Obtido como subproduto do sal tre do Chile (ou caliche KNO ₃) e recuperado das águes salgados de poços petrolíferos e gás natural
r# o	Espodumênio Peta ito Ambigonita Lepidolita	LAISI ₂ O ₆ LAISI ₄ O ₁₀ LAI(PO ₄ I(F, OH) KLi ₂ AIS ₄ O ₀ F ₂	A maior ap icação está em materiais cerâmicos, em vídras e na fabricação de compostos químicos. Lítio melático é empregado no indústrio de energia nuclear.	Os minerais l'imiferos ocorrem e sõa minerados em pegmantos granticos, esparadicamente concentram-se em aiguns placers
Manganês	Pirolusito Po tan ta Psilomeiana Criptomelana Hausmannita Braunita	MnO ₂ MnO ₂ BaMn ₂ O ₈ 2H ₂ O KMn ₈ O ₆ Mn ₃ O ₄ (Mn, S ₁) ₂ O ₃	A mais evidente aplicação do manganês é na siderurgia para a fabricação do aço que consome quase a totalidade do minéno produzido no mundo. Promove a dessulfurização e desoxigenação Menor aplicação está na fabricação dos fundidos de minério de ferro, de baterias secas e produtos químicos.	O manganês formo muitos minerais comumente camo oxidir ons, sendo raros seus su fetos (alabandita e hauerita). Seus mais importantes immerais de minério são óxidos ou óxidos hidrotados presentes em seus depós tos de filiação sedimentor ou supergena. Camo carbonato "MnCO ₃ —rodocros to e simanganocalata) ou associado a silicatos (MnSiO ₃ - rodonita). MnsA ₁₃ (SiO ₄) ₃ - espessantita) tem sido lovrado em alguns depósitos sedimentares ou metamortizado.

542				
ELEMENTO QUÍMICO	MINERAL DE MINÉRIO	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	JSOS MAIS FREQÜENTES	OBSERVAÇÕES
Mercúrio	Mercúrio nativo Cinábno	Hg Hg\$	O maior emprego está na preparação de compostos químicos e farmacêuticos	C nábrio é o principa mineral de minério. Associa-se a depósitos hidrotemais e sed mentares exalativos
Malibděnia	Motibdenita	MoS ₂	O maior uso se relaciona à tabricação da aço e ferrol gas especiais; também como componente de lubrificantes	Outros minerais de molibdênio são Ca(Ma, W)O ₄ powellita, PbMoO ₄ wulfenita, Fe ₂ (MaO ₄) ₃ .8H ₂ O ferrimo ibdita. Molibdenita é a principal mineral de minério e comumente se apresenta em disseminações e stockworks hidrotermais em rochas granificas porfiríticas e em alguns depósitos metassomáticos de contato. Pode ser fonte de rênio
Νιόδιο	Pirocloro Columbita	NaCaNb₂O₄F (Fe, Mn)Nb₂O₄	Como igas Fe-Nb, é usada na manufatura de aços de alta res stência mecânica e elevada dureza	Pirocloro é a maior fante de niób a e seus depósitos mais importantes estão em carbanátitos e rochas ígneas alca inas que foram submetidas a graus diferentes de a teração intempérica. Columbita primariamente em pegmatitos pode se concentrar em piacers
N quel	Gamierita Pentiandita	(Ni, Mg) ₆ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈ (Fe, Ni) ₉ S ₈	Aos oças e ferra igas, o níquel confere resistência à corrosão e ao desempenho em altas temperaturas. É também usado em galvanop astra e indústria química.	Niquel é minerado em dois tipos de depósitos: interiticos ou supérgenos onde a gamienta é a maior fonte de niquel e, os magmáticos em que o nique ocorre em forma de sulfetos, como a pentiand ta Em ambas os tipos, os depósitos estão re acionados a suites rochosas
				máfico-ultramáticas. Garnierita representa um termo geral para designar um grupo de m nerais sucatados magnes anos hidratodos portadores de niquel, ande são distinguidas algumas espécies minerais. Em seus depósitos sulfetados, aiém de pentlandita, podem ocorrer millerita (NIS), nico ita (NIAS) e gersdorfita (NIAS)
Ouro	Ouro nativo Electrum Calaverita Suvanita	Au (Au, Ag) AuTe ₂ (Au, Ag)Te ₂	Boa parte do auro é transformado em barras e lingotes como apicações e invest mentos financeiros. É empregado também na indústria eletrôn ca, adanto agia e joa heria	Ocorre no estado nativo e comumente forma ligas naturais com outros meta s como Ag (e-ectrum), Cu, Fe, Pd e B Forma depósitos numa ampia variedade de ambientes geológicos, destacando-se os placers e ve os hidrotermais
Platina (Grupo da)	Diversos minerais e ligas naturais		Os empregos são altamente diversificados, desde os simples cadinhos de laboratório até na composição de peças e equipamentos de alta precisão e desempenho em atividades industriais diversas (eiétrica, química, metalúrgica, petrolífera), assim como para objetos de adorno e jualhena. A vanedade de aplicações decorre das propriedades dos PGE como	Os metais au elementas da grupo da pratina (abreviadamente PGM e PGE) são pratina, paladio, ridio, ósmio ródio e rutênio. Comumente formam igas naturais entre si ou com outros metais como Fe, Ni e Cu, ou compostos usualmente na forma de sultetos e arsenetas: PtAs ₂ (sperrylita), (Ru, Ir, Os)S ₂ (laurita), (Pt, Pd, Ni)S (bragguita), PtS (coopenta), PtBi ₂ (fraodita), etc. Formam

QUÍMICO		COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQUENTES	OBSERVAÇÕES
Prota	Prata nativa Argentita Acantita Electrum	Ag Ag,S (Ag, Au)	Notadamente em materiais fotográficos e, tambént em componentes eletrônicas e loa hena	Boa parte de sua produção natura representado por subprodutos de outros m nérios (geralmente de meta s base), mas ocorre também em veius l'idro ermais de baixo temperatura. Nesses depósitos forma uma variedade de sulfoarsen etos e sulfoantoman eto com Cu., Pb e Fe
Tântaio	Tantalita Microl ta	(Fe, Mn)To ₂ O ₂ (Na, Ca) ₂ To ₂ O ₃ (OH)	Fabricação de produtos metalurgicos resistentes a temperaturas elevadas e em tubos de raios X	Ocorre em pegmatitas granfticas e pade se concentrar ambém em piacers.
Telurio	Caloverta S Ivanita	AuTe ₂ (Au, Ag)Te ₂	Metalurgia e produtos de efeitos termoelétricos.	Ocorre como minero s acessórios (te uretos) em minérios de Cu, Pb Au, Bi, Ag de ande é recuperado na processo meta urgico
Titânio	Rutilo Imenito	TO ₂ FeTO ₁	Ampia aplicação na industria aeroespacia como igas em motores e turbinas e no fabricação de pigmentos	Ocorre em placers marinhos e litorâneos
Uránio	Uramento Coffinita Carnotila Brannenta	U(5 O ₄) "(OH) ₄ , K ₂ (UO ₂) ₂ (VO ₄) ₂ 3H ₂ O (U, Ca Ce)(Ti, Fe) ₂ O ₆	mportante recurso energético e usos m litares	Forma vános minerais, principalmente secundários como uranatos, uranavanadatos, uranafosfatos. Ocarre em diversos ambiente geológicos e primariamente se concentra em especial nas rochos igneos arcaina granitó des albitizados e sequência sedimentares arenasas.
Venádio	Carnot ta Vanad nita	K,(JO ₃),(VO ₄) ₂ 3H ₇ O Pb ₄ (VO ₄₋₃ C	Fabricação de aços especiais com elevada fenacidade	São raros as miterais de vanádia Carnotita e vanadinita farmam se por alteração supérgena de minera izações primárias respectivamente de urân o e Pb-Zn
Woltrâmio	Wolfram ta Schee ita	(Fe, Ma)WO ₄ CaWO ₄	Principa: aplicação em ligas com ferro produzindo aços de elevada dureza (britadores, moinhos). Fabricação de corbeto de tungistênio.	Wolfromita ocorre em pegmatito a veios hidrotermais de alta temperatura, scheelita, em depósiti metossomáticos de cantato e pode conter molibidênio. Wolframita corresponde a uma série isomórficientre ferberita (FeWO ₄) e huebnero (MnWO ₄).
Z'nco	Esfalerita Wi lemita Ca amina (Hermmarfita) Smithson to Hidrozinata	ZnS Zn ₂ SiO ₄ Zn ₄ S ₂ O OH) ₂ ,H ₂ O ZnCO ₃ Zn ₆ (OH) ₆ (CO _{3,2}	Principalmente na fabricação de ligas é em galvanização. Como áxido na indústria química, de plásticos e em pigmentos.	Moior parte dos recursos de zinco estão sob a forma de esta enta, en depósitos hospedados em sed mentos e depósitos do fil ação vulcanogênica. Ela pode conter quantidades significativas de Fe e o Ca. Os demais minerais citados ocomem nas zonos de aiteração supérgena de mineralizações su tetados de zinco.
Zircônio	Zircão (Zircanita Baddeleyita	ZrS O ₄ ZrO ₂	Em formo de oreios, no indústrio de refratários e como molde em fundição Como metal, em peças para rectores nucleares	Zircão é também uma fonte importante de hófnio e é lavrado notadamente em placers maninhos



MINERAIS DE MINÉRIO E SUBSTÂNCIAS MINERAIS COMUMENTE EMPREGADOS EM SUAS FORMAS NATURAIS a maioria se refere a minerais não metá icos ou industria sie seu emprega tina com freqüência se faz de tormo direta pela industria, alguns deles são também utilizados após alteração de suas características físicas e/ou, químicas, (ver Cap. 21)

MATÉRIA-PRIMA MINERAL	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQÜENTES	OBSERVAÇÕES
Amianto Crisotila	Mg ₆ Si,O ₁₀ (OH) ₈	Tem inúmeras aplicações, notadamente na preparação do fibrocimento e na fabricação de produtos isolantes (resistência ao fago), de fricção e para embalogens	Amianto ou asbestos é a designação comercia de um grupo amplo de minerais fibrosos onde a crisofila é o mais importante. Ocorrem associados a serpentinito, originando se por alteração hidroterma de dunitos e peridotitos. Outros minerais do grupo com interesse econômico: amosita e cracido ita. Lavra, industria ização e usos desses minerais têm sido constantemente controlados em virtude de danos que causam à saude.
Areia silicosa Quantzo	S ₁ O ₂	Areia silicosa de alto purezo contitu o nsumo m neral básico para a fabricação de vidros	As methores fantes estão em depósitos arenasos de dunas e em pianícies de inundação de sistemas fluviais que faram submetidos a retrabalhamentos repetidos.
Arg las Caulinita Montmorillania Palygorskita	A ₄ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₈ A ₂ Si ₄ O ₁₀ nH ₂ O Mg ₅ S ₈ O ₂₀ (OH ₂) 4(OH) ₂ .4H ₂ O	Os diferentes materiais arg losos têm aigumas aplicações em comum (por exemplo, como carga ou enchimento em diferentes produtos), mas também aplicações específicas decorrentes de suas características particulares. Dado a baixo reatividade química, brancura e maciez, o caulim é amplamente util zado, entre vários outros usos, na fabricação do popel, em porcelanas, pasta dental e produtos cosméticos. Bentonita é usada no tratamento (fibriagem, descoioração dareamenta e relina) de substâncias oleosas (como petróleo), como ag utinante na peiatização de minério de fema e aditivo em lamas para sandagem. Terra de ful er é aplicada em fluidos para perfuração, veículo para inseticidos e também como agente obsorvente de substâncias oleosas.	Caulim é o termo comercia para materia s argilosos onde o principa constituinte é a cau inita, podendo naturalmente conter grãos de quartzo, plaquetos de mica e óxidos in dratados de ferro. Montmori lonita é a componente predominante da chamado bentanita. "Terra de fuller" (fuller's earth) designa igualmente um materia argiloso rica em polygorskita e/ou montmori lonita. Comumente seus im nérios resultam da alteração química supérgena de rochos feldspáticas e, previamente, as aplicações industriais passam por processos próprios de tratomento.
Barita	Ba\$O,	É diretomente aplicada em ama para perfuração de poços de petróleo e gás natural (aumento da densidade), como cargo em diversos materiais como borrachas e tintas, e no indústrio de vidros. Outros usos incluem a fabricação de agregados para concreto denso (em usinas nucleares) e produção de diversos produtos quínticos.	Barita é proficamente a única fonte comercial de bório. Outro mineral é witherita (BaCO ₃). Ocorre em depósitos (gneos (carbonatilo), hidrotermais (veias) e sedimentares exaiat vas. Concentra-se também em elúvios dada sua estabilidade química.
Caicito, Dolomíta	CaCO ₃ , CaMg(CO ₃) ₂	Calcário e dolomito são rachas abundantes e intensamente un izadas no mais amplo leque de aplicações: construção, fundente, indústrios siderárgica e química, agricultura, fabricação de cal etemento de cargo, tratamento de água, etc. Ca cário colofico tem principal un ização na fabricação de cimento portiona	As reservos de colcário e dolomito são abundantes no mundo e usualmente correspondem a extensas e espessos seqüências rochosas sedimentares ou metamárticas. Calcita e dolomita são freqüentes minerais de ganga em vários tipos de depósitos minerais.

MATÉRIA-PRIMA	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQÜENTES	OBSERVAÇÕES
Cion ta	Al ₂ SıO ₅	Notadamente na confecção de produtos refratários como cimento e argamassa e também em porcelanas elétricos (velas de ignição)	Os porimorfos, sil imanita e andaiusita, têm as mesmas oplicações que a cianita Resultam do metamorfismo de médio o alto grau sobre sed mentos ricos em alumínio. Usualmente são mineradas de depósitos secundários (residuais ou detriticos)
Cárindon	Al ₂ O ₃	Dada sua elevada dureza, é usado como abrosivo para po imento de metais e acabamento de componentes ópticos	Resulta da metamorfismo de materiais sedimentares ennquecidos em a umínio ou de acumulações bauxiticas. Em aigumas acorrências está misturado com magnetita, hematita e granado, conforme um materia granular denominado esmeril. Rubi e satira são variedades gemológicas do córindon.
Criolita	Na ₃ AIF ₆	É essencial para a obtenção do alumínio metálico por meio de eletró ise. É produzida sinteficamente a partir do ácido fluorídrico	Criolita é de ocorrência restrita e são raras suas mineralizações comerciais. Ocorre em pegmatitos e em produtos rochosos finais de magmas graníticos.
Diamante Industrial	С	A maioria dos aplicações baseiamise na sua elevada dureza e atendem diversos segmentos industriais fabricação de diversos equipamentos e ferramentas de corte, abrasivos e postas para polimento de diversos materiais.	O diamante industrial representa boa parte da produção mundial de diamante, que se faz a partir de quimberhitos e de depósitos sed mentores detrificos
Diatomita	510 ₂ nH ₂ O	Notadamente como agente filtrante de líquidos e como elemento de carga	Carapaças e espículos sil cosas microscópicas de di atomáceas compõem essencialmente a diatomíta.
Feldspato		Tem maior emprego na fabricação do vidro e na indústria cerâmica	Os minerais do grupo do feláspato são abundantes, correspondendo a uma parceia significativa na composição minero da crosta terrestre. Os minerais de minéria mais importantes são microclínio/ortoclásio (KAISi ₃ O ₈) e aibita (NoAISi ₃ O ₈) São notadomente explorados de rochas pagmatíticas, granifoldes semi-alterados e sienitos, podendo ser acompanhados por quantidades vanáveis de feláspatos cálcicos.
Fuorita	CaF ₂	A fluorita tem dois grandes campos de aplicação: como fundente (metaturgia e vidros) e na fabricação do ácido fluoridado que, por sua vez, é o insumo básico para a elaboração de uma imensa vanedade de produtos. A principa utilização do HF é na fabricação da crio ita sintética, essencial do processo de obtenção do alumínio metálica o partir da bauxita. A fluorita comercial para usos metalúrgico e químico deve ter qual dades químicas e físicas específicas para essos oplicações.	
Gipsita (G pso)	CaSO₄-2H₂O	A gipsita tem multiplos aplicações. Na forma natural é usada comumente como carga m neral em diversos produtas, correção de saio agricola e na cimento partiand, entre outros. Quando caicinada, abtendo-se a gesso, é usada em artefotos pré-moldados e pastas de revestimento para construção civi , montagem de moldes para fundição e cerámica, em medicina e próteses dentárias. As vezes para fabricação de ácido sultúrico	Os depósitos de gipsito se instalam em ambientes sedimentares submetidos a condições evaporíticos, levando à precipitoção de diversos sais Freqüentemente está associada a calcários, anidirito (CaSO ₄) e outros sais evaporíticos.

546			
MATÉRIA-PRIMA MINERAL	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQUENTES	OBSERVAÇÕES
Grafita	С	Ap icações diversificadas: revestimento de moldes de fundição, lubrificantes, cad nhos e equipamentos elétricas	Grafila corresponde à forma cristalina natura- do elemento carbono. Comumente ocorre em depósitos metamórficos de natureza regiona ou de contato.
Magnesita	MgCO ₃	Para a maiona de suas aplicações, o magnesita é usualmente calcinada em intensidades vánadas. Moior aplicação em tijolos, peças e artefatos refrotários. Os produtos refrotános magnesianos são resistentes às esconas básicas mesmo em a tas temperaturas. Aplica se também na industria do vidro e cimento. Pade ser usado para obtenção do magnésio metálica.	Em seus mais importantes depósitos ocorre comumente como camadas em sequências sedimentores ou metamórficas, freqüentemente associada a outras rochas carbonatados menos magnesianas. Essas acumulações podem ter ocorrido em ambientes com tendência evaporítica. Pode se concentrar como massos irregulares e veios em rochas u tramáficas intemperizadas.
M ca Muscovita	KAI ₂ [AISi ₃ O ₁₀](OH) ₂	Como placas ou folhas normalmente cortadas e meldadas à mão, aplica-se notadamente em solantes erétricos e também térmicos. Lascas e fragmentos menores padem ser recompostos no chamado papel de m ca ou submetidos à moagem, sendo empregados em máquinos e étricos, amos de sandagem, cerâmica e tintas e como lubrificante.	É produzido a partir de pegmatitos ou recuperada como subproduto da tratamento de autros materiais rochosos como caulim e feidspato. Flogopita (m.ca magnesiana) e epidolita (mica litinifera) podem ter aplicações similares à muscovita. Flogopita comumente ocorre em quimberlitos e carbonatitos.
Ocre	Oxidos de ferro h dratados naturais	Componente de pigmentos em vidro, papel e cerôm ca	Comumente contém outras substâncias como sílica, hidróxido de alumínio, óxidos de manganês. Ocorre em coberturas superficiais supérgenas sobre rochas-fantes ricas em ferro.
Pedito	racha vulcânica vitrea	Bosicamente em materials ocústicos e isolantes térmicos E empregada sempre no forma expandida, quando adquire um aspecto de espuma.	Associada a derrames vulcânicos
Pirofil ta	A ₁₂ S' ₄ O ₁₀ (OH) ₂	Propriedades físicas similares às do talco conferem- ne usos finais seme hantes aos daquete mineral	Com freqüência utiliza-se a termo agalmatal to para designar rochas metamórficos ricos em pirofilira
Potássio Silvita Camita Cama ita	KCI 4KC, 4MgSO, 11H2O KC ,MgCI2 6H2O	Os minerais potássicos têm sua maior aplicação na preparação de ferti izante na forma de cloreto. Parte é destinada à fabricação de produtos químicos	Embora os aluminossiticatos potássicos (feldspato, mico) sejam abundantes na crosto terrestre, não constituem fonte para o elemento po s são praticamente insolúveis em água, o que inviabiliza sua utilização Usualmente os minerais evaporíticos potássicos estão misturados à halita (NaCl) em seus depósitos, e os materiais natura s nicos em potássio recebem designações camo silvinita ; silvita + halita) e complita (camalita + halita), como nome de seus minérios. Os mínérios potássicos cloratados são so úveis em água e exigem processos relativamente simp es de tratamento, como el minação de halita, para seus empregas É minerado a partir de evaponitos, onde ocorre como diversos sais na forma de cloretos e suitatos de composições complexas.
Quartza		As aplicações de quartza decorrem fundamentalmente de suas qua idades natura s. Nas aplicações de alta tecnolog a (componentes eletroeletrônicos e opticos, fibros opticos, semente para quartzo sintético, entre outras), deve apresentar característicos cristalinas proticamente perfeitas e baixa contaminação química. O emprega em outros setores industriois (cerâmica, vidraña, abrasivos, refratório, metallurgia) exige especificações mais brandas. Boa parte dos usos nobres do quartza natura (cristal e lasca) tem sido substituída com vantagem pelo quartza cultivado. Os segmentos industriais, onde as especificações do material quartzoso podem ser mais flexíveis, mesmo na tabricação de quartzito é areias quartzosos adequadamente beneficiadas.	Materiais naturais ricos em quartzo mostram- se em diferentes tormos de acorrência veios s mples au sistema de veios, pegmatito, quartzito, chert, piacers arenosos e certos rochos igneos ácidos. No entanto para emprego em técnicos mais avançados, o quartzo é de acorrência restrito em certos depástitos filonares onde o precipitação do silico pôde se dar na forma de cristois de alto qualidade

MATÉRIA-PRIMA MINERAL	COMPOSIÇÃO QUÍMICA	USOS MAIS FREQUENTES	OBSERVAÇÕES
Rocha tosfática Aparita	Co ₅ (PO ₄) ₃ (F, C,OH)	Quase a totalidade do produção mund a de rocha fosfática é maciçamente a rigida à fabricação de ferhlizante. Também é utilizada na fabricação de diversos produtos quím cos. Dado o processo industrial utilizado para a obtenção do fertilizante fosfatado soluvel (dissolução com ácido su fúrico), resulta como subproduto o fosfagesso com características de oplicabilidade semelhantes às da gipsita. O ácido fosfárico tem larga aplicação nos Indústrias química e farmacêutica e também no preparação de produtos para ração animal e al mentação humana.	As variedades de apatita (flúor, cloro e hidroxiapatita) constituem as fontes econômicas praticamente exclusivas de lásfora. Seus depásitas são magmáticas (usualmente relacionadas a carbonatitas e rochas alcalinas) e sedimentares ande o minério é comumente chamado de fosforita
Sod o (minerais de) (Salgema) Halita Trona Nancolita Natrão Mirabilita Thenardita	NoC No ₂ CO ₃ .NaHCO ₃ .2 ₇ O NaHCO ₃ No ₂ CO ₃ .10H ₂ O No ₂ SO ₄ .10H ₂ O No ₂ SO ₄	A produção de corbonato de sódia comercia é quase que tota mente consumida pera indústria do vidro. Similarmente do carbonata, o suitato de sódio é empregado na fabricação do vidro e detergentes. É também usado na preparação do posta de celulose para manufatura de popel. Halita tem múltiplos empregos notadamente na indústria de alimentação e quím co	Corponato e sulfato de sódia naturais têm uma pradução muito restrita e a aferta é mantido pelos equivalentes sintéticos, fabricados a partir da halita que tem sua principal fante nos evaporitos. Também é obtido artificia mente por evaporação da água do mar (sal nas). Alguns desses sais, como a trona, formam-se em evaporitos cantinentais.
Talco	Mg ₃ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	Vários propriedades físicas do taico, tais como estrutura placá de fibrosa, maciez, resistência relativamente elevada e ações termicas, elétricas e químicos dão-lhe um ampio leque de aplicações industriais, com dominância no segmento cerâmica e também como carga mineral nerte em diversos produtos químicos, agrícolas, farmacêuticos, cosméticos e em borracha	Boa parte de seus depósitos relacionam-se ao metamorfismo e atteração hidrotermol de seqüências sed mentares originalmente magnesianas e carbonáticas. O minera talco e rochas to cosos (esteatito, pedro-sabão podem ser gerados por serpentinização e ta cricação de rochas ariginais ultramáficas, sob metamorfismo regional de baixo grau.
Verm curta	Mg ₃ S ₁₄ O ₁₀ (OH) ₂ , nH ₂ O	Usualmente é comercializada em sua forma expandida (por equecimento) em diversas finalidades. A principal é na fabricação de produtos isolantes de natureza acústica e térmico com utilização na construção civil (placas, argamasso, forro, agregado leve para concreto). Parta correção de solo e veiculo para fertilizante e produtos quím cos agrícolas. Manufatura de embalagem antilichaque	É uma importante materia-prima para a fabricação de agregados leves. Camumente acorre em carbonatitos e como produtos de alteração hidrotermal de flogopita e biotita.
Wollastonita	CaS O ₃	Principal utilização em materiois cerâmicos (alta resistência térmico e mecânica)	Denvada de metamorfismo de arto grau ou de contato (escarnito) em calcários silicosos.
Zeć ita	Sil catos hidratados complexas de metais a calinos e alcalinos terrosas	Um ampio campo de aplicações,	Corresponde a um grupo constituído por várias espécies minerais, sendo as principais analoma NaAlSi ₂ O ₆ H ₂ O, cabazita (Ca, Na ₂)Al ₃ Si ₄ O ₁₂ 6H ₂ O e estibita (Ca, Na ₂) ₄ Al ₃ Si ₂₈ O ₇₂ 28H ₂ O. Ocorrem e são explorados em formações sedimentares freqüentemente de natureza tufácea



Quantidade de CO_{le} CO₂ emitida na geração de energia por combustíveis fésseis

Combustive sustive!
Carvão (várias tecnologias)
Óleo
Gás
Média

Tone adas/GWh
751 a 962
726
428
600

RESISTÊNCIA MECÂNICA DE ALGUMAS ROCHAS

o de Roche	Foixa de Resistêr à Compressão (Não	(MPa)	Comentários
eos anlig	150 a 300 300	0	Granitos não alterados, com granulametria fina e pouco fraturados são as mais resistentes. São, em geral, apropriados para a maioria das aplicações em engenhana
Basalto	80 a 360)	Zonas brechadas, amigdalas, vesículos e fraturas diminuem a res stência Em climas tropicais, dependendo dos minerais secundários presentes, sofre intemperismo, perdendo a resistência rapidamente.
Metamárfica Mármore	45 a 240		Dissoluções e fraturas podem diminuir sensive mente sua resistência.
Gnaisse	150 a 250)	São apropriados para a maioria das aplicações em engenharia. Dependendo da aplicação, sua anisotropia pode comprometer a uso.
Quartzito	145 o 630)	Rocha de alta resistência quando não atterada
Sedimentare Folhelho	5 a 230		Pode ser pouco resistente para aplicações em engenitario. Seu usa deve ser objeto de avaliação cuidadosa.
Calcário	35 a 260		Pode apresentar nódulos de argila, dissoruções ou fraturas que diminuem sua resistência
Arenito	33 a 240		Sua resistência varia dependendo da quantidade e mineralogia do cimento e quantidade de fraturas.

abalo sism.co 51, 189 ablação 218, 219, 227, 228, 231, 232, 152, 172, 222, 223, 224, 225, 226, 229, 238, 242, 252, 253, 254 abundânc as solares 9 ação eólica 248, 252, 255, 259 achatamento 66 acidolise 145, 147, 149, 150 acondentos 16, 17 aerossóis 356, 373 afan.tica 336, 339, 342, 397 aglomerados 3, 4, 6 agua de degelo 219, 220, 221, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 228, 229, 231, 234, 235, 237, 239, 240, 241 água juvenil 114, 116, 271 água subterrânea 47, 113, 115, 116, 118, 119, 120, 122, 123, 125, 127, 130, 132, 135, 192, 290, 301, 356, 358, 371, 379, 419, 422, 423, 427, 428, 429, 431, 432, 433, 434, 436, 438, 440, 441, 485, 511, 526 albedo 244, 249, 250 alitização 147, 148, 149, 154, 156 alpina 199, 218, 417 amigdalas 340, 344, 366 anà branca 8, 11 andesito 297, 331, 332, 334 anfibolito 87, 324, 345, 382, 388, 393, 394, 396 ângulo de repouso 255, 371 anomalia de gravidade 67, 68 anomalia de le 514 anomalias magnéticas 78, 80, 101, 497 antracito 473 aquecimento globa. 216, 242, 243, 373, 468, 480, 485, 524, 525 aqüiclade 125 aquifero 125, 126, 127 aquifugo 125 agustarde 125, 434 arcabouco 162, 292, 295, 296, 297, 328 arco magmático 106 arcos de ilhas 106, 346 área-fonte 172, 174, 175, 177 areia 169 arenito 125, 129, 144, 169, 175, 178, 189, 190, 204, 206, 207, 208, 209, 223, 240, 254, 255, 260, 290, 292, 293, 294, 295, 297, 299, 303, 382, 511 argıla 169 argilomineral 147, 301, 387 armadilha 476, 477 artesianismo 126 assoalho oceânico 80, 81, 101 associação petrotectônica 108 assoreamento 212, 256, 283, 475, 489, 520, 525 astenosfera 18, 50, 70, 89, 99, 102, 103, 104, 105, 329, 330, 345, 361, 365, 483 asteroides 11, 13, 16, 19, 23, 24, 25, 31, 91, 496,

500, 514

astroblema 194, 391, 512, 513

atalho em colo 208, 210 atalho em corredeira 208, 210 atectônicas 406, 407, 408 ativa 60, 109, 237, 297, 357, 498, 518 atividade sismica 44, 54, 56, 58, 59, 60, 100, 364, 379, 412, 419 atualismo 314, 495 auroras 76, 77

п

bacia hidrografica 116, 426 bacia sedimentar 47, 172, 174, 175, 177, 179, 287, 309, 437, 450, 478 bacias de Ante-Arco 107 bacias de deflação 252 bacias de drenagem 192, bacias de tetro-arco 107 balanco de massa 156, 218, 219, 240 balanço hídrico 116, 424, 430 balastro 169 bandada 338, 395, 494, 504 banquisa 238 bar 21, 210, 385, 401 bar.avento 255, 256, 257, 259 barra de pontal 208, 210 barragem 58, 59, 61, 488, 492 basalto 21, 38, 71, 101, 123, 125, 193, 228, 266, 297, 311, 312, 331, 335, 336, 338, 342, 345, 352, 367, 392, 397, 398, 487, 502 Big Bang 25 bioconstru.dos 178 bioinduzidos 178 biomassa 114, 116, 472, 490, 525 bissialitização 147, 149, 150, 154, 156 black smoker 359 blastese 394, 397 bloco 52, 70, 142, 143, 148, 169, 172, 186, 194, 207, 208, 211, 314, 328, 331, 350, 353, 400, 412, 414, 415, 417, 495, 522 boçoroca 127, 128, 129, 520, 526 bolido 245, 513, 514, 515 bomba 350, 351, 354, 374, 379, 481 brecha tectônica 414, 415 brecha vulcânica 351, 355, 366, 371 brilho 23, 34, 35, 37, 253, 259, 396, 452, 473 buracos negros 3, 25

C -

cabeços 277
caimento 409, 410, 412
calcarenito 294, 299
calcilutito 294, 364
caior geotérmico 219, 221, 516
camada fotica 276
camaras magmáticas 331, 356, 359, 370
campo de gelo 217, 218

campo magnetico 37, 64, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 92, 101, 496 campos de neve 219 canal 136, 193, 197, 198, 200, 206, 207, 208, 209, 210, 211, 212, 213, 223, 227, 235, 240, 353 cancluras 136, 233 capa ou teto 412 capacidade de campo 118 carbonatico 22, 136, 137, 267, 269, 286, 287, 288, .194, 331 carste 129, 130, 132, 137 carvão 30, 64, 99, 163, 192, 204, 2.0, 211, 316, 411, 458, 467, 472, 473, 474 carvão betummoso 473 carvão mineral 472, 474, 525 cascalho 169 casquete de gelo 217, 218 cataclase 397 cataciasnos 397, 414 catastrolismo 316 causas naturais 161, 312 314 cavernas 127, 129 | 132, | 133, | 138, | 145, | 179, | 229, | 315 cavitação 224 cela unitaria 29 celu as fotovoltaicas 491 chuva de partículas 236 chuyas acidas 474, 514 c clo de supercontinentes 507, 508, 509, 511, 512 ciclo de Wilson 111, 496, 507 c clo estufa-refrigerador 507 cielo hidrológico 114, 115, 526 e clos astronômicos 499, 506 ciclos geológicos 313, 507 ciclotemas 242, 499 cimentação 38, 39, 42, 121, 123, 125, 254, 289, 291, 293 cimento 176, 291, 292, 293, 302, 355, 452, 456 cinturdes metamórficos 382, 458 cinza 37, 158, 227, 302, 350, 354, 369, 373, 375, 473 circu ação termohalina 269, 270 cisalhamento 46, 58, 171, 219, 384, 390, 394, 408, 415, 460 clasto 176, 230, 231, 236, 237, 290 clastos cardos 236, 237, 242 chyagem 29, 34, 36, 172, 259, 290, 291, 395, 406 combustive s fosseis 446, 466, 472, 490, 491, 492, 510, 516, 525 cometas 24, 25, 496, 500, 501, 512, 514 compactação 38, 39, 42, 119, 216, 219, 289, 290, 317, 408, 434, 440, 472, 496 compensação isostatica 70, 71 concord a 323, 324 condrulos 15 16 condução 92, 221, 318, 319, 334, 358, 384, 483 condutividade hidraulica, 123 condutividade térmica 91, 318, 483, 484 cones cárs, cos 136, 137

constante de desintegração 323 constante de Hubble 4, 5

contaminação 125, 161, 322, 422, 423, 427, 436, 435 438, 440, 441, 442, 520, 526 contato 28, 39, 45, 54, 68, 108, 125, 136, 143, 145, 151, 152, 153, 156, 158, 173, 178, 181, 185, 190, 213, 216, 218, 224, 226, 227, 228, 229, 234, 235, 236, 238, 239, 240, 241, 262, 288, 291, 297, 312, 313, 335, 344, 352, 353, 358, 371, 383, 388, 389. 390, 401, 402, 460, 483, 510 continental 34, 39, 50, 53, 56, 57, 62, 67, 70, 71, 81, 85, 87, 88, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 140, 149, 150, 163, 170, 174, 190, 218, 222, 233, 238, 240, 244, 259, 260, 263, 264, 265, 275, 277, 278, 279, 280, 284 continuidade lateral 308, 309 convecção 8, 78, 92, 95, 101, 103, 105, 319, 330 372, 373, 483, 501 cordilheira occanica 266 correção ar livre e correção Bouguer 67 correlação física 308 correlação fossilífera ou bioestratigráfica 314, 316, 317 corrente de turbidez 185, 189, 190 corrente costeira 272, 274 correntes de convecção 81, 101, 103, 104, 105, 372 correntes de turbidez 270, 280, 408, 496, 497 cratera 13, 19, 354, 357, 361, 362, 370, 371, 379, 391, 497, 514, 515 enstal 28, 29, 35, 36, 37, 90, 146, 171, 300, 313, 323, 324, 334 eristalografia 29, 30 cristas 120, 122, 207, 223, 224, 225, 227, 231, 232, 233, 234, 240, 258, 272, 508 crosta 34, 37, 38, 39, 40, 44, 45, 49, 50, 53, 55, 56, 57, 60, 66, 67, 69, 70, 71, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 92, 99, 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 114, 140, 155, 235, 259, 262, 263 281, 282, 297, 323, 325, 326, 328, 330, 334, 345. 346, 348, 352, 359, 364, 365, 367, 373, 382, 383. 384, 385, 388, 390, 398, 405, 408, 416, 419, 146, 448, 449, 451, 482, 483, 494, 498, 499, 501, 502, 503, 508, 512 crosta continental 34, 39, 56, 57, 67, 71, 85, 87, 88, 100, 101, 102, 104, 105, 107, 108, 259, 275, 278, 331, 367, 373, 384, 451, 484, 494, 501, 503, 512 crosta oceânica 39, 67, 69, 70, 71, 85, 86, 88, 100 101, 103, 104, 106, 107, 108, 109, 266, 281, 282, 330, 346, 352, 359, 373, 398, 460, 484, 494, 508 crostas carbonáticas 134

dacito 342
datação absoluta 156, 320
datação relativa 314, 316
decaimento radioativo 320, 321, 322, 499, 500
declinação magnética 72, 73
deflação 194, 252
deformação ductil 405, 414
deformação elástica 403
deformação plástica 66, 390, 403, 404, 405
deformação ruptil 397, 405, 414, 419

551

delta 193, 199, 201, 240, 257, 258, 259 delta lacustrino 235 delta g aciolacustrino 236 dendrocronologia 325 densidade critica 4 densidade relativa 34, 36 deposição 38, 40, 68, 133, 134, 168, 169, 170, 171, 172, 173, 174, 175, 178, 182, 185, 186, 187, 188, 189, 190, 192, 193, 194, 206, 209, 213, 227, 229. 230, 231, 234, 236, 237, 241, 251, 254, 265, 266, 269, 271, 272, 286, 288, 295, 309, 325, 437, 440, 450 457, 458, 494, 496, 497, 520 depos to minera, 446, 447, 450, 451, 454, 463 deposito piroclástico 351, 355, 364 depósitos altiviais 192, 202, 203, 204 deriva dos continentes 81, 100 derrames de platé 366 desastres naturais 526 descontinuidade 17, 48, 50, 84, 85, 87, 95, 313 descontinuidade de Conrad 85, 87 descontinuidade de Gutenberg 84, 89, 90, 95 desenvolvimento 28, 29, 85, 98, 109, 111, 130, 132, 138, 153, 155, 156, 157, 160, 193, 206, 213, 255, 260, 262, 275, 276, 277, 282, 288, 301, 306, 328, 349, 385, 386, 416, 419, 422, 446, 452, 472, 477, 488, 490, 504, 517, 518, 519, 521, 522, 523, 527, desertos absolutos 249, 250 desvolatização 501 diabasio 342 diagénese 39, 288, 289, 291, 295, 391, 408 diagrama isocrónico 324, 325 diamactito 223, 229, 230, 231 diamicto 229, 239, 241 diatrema 37 dina 401 dinâmica 263, 264, 271, 272, 283, 348, 412, 442, 495, 496, 500, 512, 518, 522 dinâmica interna, 18, 90, 116, 175, 314, 407, 419 dinămico 39, 44, 64, 98, 180, 222 dionto 341, 342 dique marginal 208, 211 diques 51, 82, 86, 109, 187, 204, 206, 210, 211, 212, 213, 266, 290, 339, 342, 343, 362, 367, 368. 390 discordáncia 313, 477 discordia 323, 324 dis unção colunar 125, 344, 345, 366, 367 d sso ução 114, 121, 125, 127, 130, 131, 132, 134, 136, 145, 146, 163, 172, 271, 287, 289, 290 dolina 134, 135, 138, 145 dominio profundo 405 dominio superficial 405, 419 dorsal ou cadeia meso-oceânica 100 dorso de baleia 225, 226 dana fossil 259, 260 dunas barcanas, 257, 258 dunas estacionárias (ou estáticas) 254, 255

dunas estrela 258, 259

dunas longitudinais ou seif 258, 259

dunas migratórias 256, 257 dunas parabólicas 258, 259 dunas transversais 256, 257 dureza 28, 34, 36, 223, 354, 458

ecliptica 11 eclogito 87, 88, 108, 393 ecossistemas 160, 260, 276, 503, 509, 525 edificios sedimentares 178 efeito estufa 18, 21, 216, 242, 244, 373, 480, 485 492, 504, 510, 512, 525 efeito refingerador 510, 512 elemento de simetria, 29 elemento-f lho ou nuclideo-fi ho 320 elemento-pai ou nuclideo par 320 elevação ou sopé continental 265, 278 empresas multinacionais 522, 523 energia 3, 4, 5, 6, 7, 8, 12, 16, 18, 23, 42, 47, 49, 52, 54, 62, 76, 77, 78, 90, 91, 92, 103, 114, 116. 157, 170, 173, 181, 182, 186, 187, 190, 192, 193. 199, 206, 211, 212, 225, 241, 248, 249, 250, 272, 289, 295, 299, 303, 309, 314, 318, 328, 343, 360, 371, 375, 379, 387, 391, 432, 450, 472, 480, 482, 483, 485, 486, 488, 489, 490, 491, 492, 494, 495. 500, 501, 518, 519 energia eólica 4×9 energia geotermica 482, 485, 486, 488 energia nue car 472, 480, 482 energia so ar 114, 249, 250, 314, 318, 375, 489, 491, entrelaçado 197, 198, 201, 206, 207, 208, 234, 235 con 317, 501 eon Hadeano 501 epicentro 45, 51, 52, 55, 56, 57 58, 60, 62, 84 épocas 3, 9, 13, 34, 60, 80, 127, 163, 200, 211, 240, 243, 244, 245, 315, 317, 348, 427, 461, 475, 510, 511 equação fundamental da geocronologia 323, 324 eras 317 ergs 259 erosão 22, 40, 42, 70, 71, 85, 107, 114, 127, 128, 136, 140, 142, 144, 152, 153, 154, 156, 157, 158, 161, 163, 169, 172, 173, 174, 181, 189, 192, 193, 206, 209, 210, 213, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 230, 234, 238, 243, 248, 249, 252, 255, 269, 272, 283, 286, 288, 299, 308, 313, 345, 354, 361, 367, 384, 451, 494, 495, 509, 510, 518, 520, 526, 528 erupções centrais 368 erupções fissura s 365, 367 escala de Mohs 36 escala de tempo geológico 92, 314, 316 escarpa 172, 173, 174, 297, 412, 419 escoamento superficial 116, 118, 119, 134, 155, 199, 212, 423, 424, 520 escorregamentos 50, 51, 127, 128, 185, 194, 292, 496

520, 526, 527

esferóide achatado 66

esfoliação esfero.da. 148

552 INDICE REMISSIVO

esforço 171, 180, 181, 185, 186, 189, 219, 220, 231, 283, 284, 400, 401, 402, 403, 404, 415, 490 esparito 300 espécie mineral 28, 34 espeleogénese 132 espeleotemas 131, 133, 179 espelho de falha 412, 413 estalactite 133, 134 estalagmite 133, 134 estilo 368, 406, 422 estratificação 299 estratificação cruzada 204, 208, 211, 252, 254, 309 estria glacial 224 estrutura 2, 14, 16, 21, 22, 28, 29, 30, 31, 32, 34, 35, 36, 37, 39, 43, 44, 46, 47, 48, 49, 57, 58, 64, 67, 84, 86, 87, 89, 95, 133, 141, 144, 145, 146, 148, 150, 163, 177, 178, 183, 194, 204, 210, 225, 234, 235, 236, 254, 255, 256, 257, 260, 265, 277, 290, 298, 306, 311, 313, 315, 328, 337, 348, 382, 384, 385, 388, 395, 396, 397, 400, 406, 411, 458, 476, 526 estrutura da Terra 47, 56, 196, 306, 400 estruturas geológicas 405, 483 éticos 523 evapotranspiração 115, 193, 423 evento K/T 5.3, 514 eventos singulares 495, 499, 501, 511, 516 evolução biológica 316, 496, 499, 502 excedente hidrico 423, 424 explosão cambriana 504 explosão freática 371

facies 202, 203, 206, 209, 213, 240, 298, 309, 310, 392, 393 fácies metamórficas 392 falha de empurrão 415 falhas normais (ou de gravidade) 415 falhas reversas 416, 419 fa.has transcorrentes 415, 416, 417 faneritica 336, 338, 339, 340, 342 fase cósmica 500, 501, 506 fase de colisão 508 fase de dispersão 508, 511 fase de rifteamento 508 fase residual 144 fase soluvel 144, 457 felsica 38, 337, 342, 343, 346, 354, 370 fenocristais 340, 342 ferral/tização 147, 154, 156 ferro de engomar 230 fi.itos 388, 398 filões 460, 461 fiorde 238, 240 fissão nuclear 480, 491, 525 flambagem 408 fluxo de base 428 fluxo de calor 91, 92, 93, 318, 348, 384, 390, 501, 512 fluxo denso 172, 185, 189, 225, 229

fluxo geotérmico total 91 fluxo lam.nar 250, 251, 322 fluxo térmico 92, 100, 103, 109, 319, 483, 484, 485 496, 498, 499, 525 fluxo turbulento 250, 251 folhelho 178, 294, 301, 309, 416, 450, 480, 505 folhelho betummoso 480 foliação 39, 299, 390, 394, 395, 396, 458, 460 fonolito 342 forma de bala 230 forma de leito sedimentar 168, 182 formações ferriferas 462, 504 formula internacional da gravidade 67 fossa 100, 106, 107, 108, 243, 262, 263, 266, 397, 435, 436 fossa submarina 266 fosseis 99, 177, 179, 208, 242, 260, 300, 306, 309, 314, 315, 446, 472, 490, 491, 492, 502, 525 fratura 22, 34, 35, 36, 45, 52, 60, 110, 172, 225. 343, 401, 405, 411 fraturas de fricção 225 fraturas em crescente 225 fronterras agricolas 526 fumarola 350, 353, 356, 357, 358, 363 fusão nuclear 8, 12, 491

gabro 38, 88, 336, 341, 342, 458 garimpo 454, 455 gás natural 452, 458, 462, 472, 475, 477, 525 gêiser 308, 350, 353, 357, 358, 485 geleira 216, 217, 218, 219, 220, 221, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 228, 229, 231, 232, 233, 234, 235, 238, 239, 240, 241, 243, 293 geleira de circo 217, 218 geleira de vale 218, 232 gelo fino 221 gelo quente 221 gerninação 34, 37 geocronologia 100, 322 geologia econômica 450, 461 geologia estrutural 400, 407 geologia glacial 216, 221 geoterma 87, 89, 92 gigante vermelha 8, 9, 11 glácio-marinho 240, 241, 242 glaciologia 216, 221 glaucofânio 108, 392, 393 globalização 522, 523, 528 gnaisse 103, 118, 123, 388, 395, 408, 411, 416, 451, 502 gnaissica 28, 384, 395, 396 graben 57, 275, 416, 418, 419 gradiente geotérmico 91, 384, 393, 483 gradiente hidráulico 123, 227, 433, 488 grampo de cabelo 225 granito 38, 68, 88, 151, 155, 175, 196, 297, 312 314, 328, 332, 336, 338, 341, 342, 394, 450, 452

granoblásticas 394

granodiorito 341, 342, 458

grau de entrelaçamento 197 grau metamórfico 387, 391, 392, 393, 396 gravidade 4, 5, 6, 7, 15, 62, 64, 65, 67, 68, 71, 116, 122, 171, 190, 216, 255, 267, 360, 385, 405, 415 gravímetro 65, 66

hábito (cristalino) 29, 34 hidratação 145, 15! hidreletrica 59, 78, 472, 488, 525 hidreletricidade 472, 488 hidrocarbonetos 22, 292, 400, 419, 429, 436, 437, 438, 474, 476, 477, 478, 479, 480, 525 hidrograma 116, 118 hidrólise 114, 116, 145, 146, 147, 148 hidrosfera 18, 114, 140, 325, 422, 494, 501, 505 hidrotermalismo 356, 358, 359, 360 hipocentro 45 horizontalidade original 308, 309 horst 275, 418, 419, 495 hot spot 21, 105, 106, 110, 346, 372, 373 humico 157, 473

iceberg 237, 240 idade absoluta 105, 317 idades concordantes 323 dades discordantes 323 .gnea extrusiva 38 ignęa intrusiva 38 igneo 78, 328, 396, 485, 487 impacto esterilizante 501, 512 indice de cor 337, 341 indicio mineral 447 infauna 505 miiltração 116, 118, 119, 120, 132, 133, 140, 152, 154, 199, 374, 379, 430, 432, 440 intemperismo 38, 39, 40, 42, 70, 114, 116, 127, 130, 139, 140, 141, 142, 143, 144, 145, 146, 148, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 157, 162, 163, 165, 171, 172, 173, 174, 245, 266, 272, 287, 288, 314, 450, 451, 455, 457, 494, 512 intemperismo físico 141, 142, 152, 153 intempensmo químico 114, 116, 127, 130, 141, 142, 143, 144, 146, 148, 152, 153, 154, 155, 156 interceptação 116, 437 interface manto-nucleo 84, 92, 95 intermare 218 intrusão salina 432. inverno nuclear 514 inversões de polaridade 80 irrigação 424, 438, 488, 518, 520 isóbata 280 isócrona 324, 325, 326 isógradas 391, 392 180morfo 32 isostasia 69, 498, 499 isótopos 9, 13, 16, 17, 90, 306, 320, 322, 325, 480, 484, 491

J

jazida mineral 447, 454 junção triplice ou ponto triplice 110 juntas de alivio 142

kumberlato 88, 371

lacól.to 339, 344 lagoas de inundação 214 lahar 350, 376, 377 lapa ou muro 412 lapiás 136 lapıllı 350, 354 lateritas 148 laterização 148, 150, 163 lava 19, 21, 25, 40, 84, 175, 329, 344, 349, 350, 351, 353, 354, 361, 365, 366, 367, 369, 370 lava Aa 353 lava Pahoenoe 353 lavra 162, 453, 455, 465 lei de Titius Bode 11 lerto plano 182, 190 lenha 472 lepidoblástica 385, 388, 394 leques aluviais 188, 190, 192, 193, 200, 201, 205, 206, 209, 309 legues deltarcos 192, 201 limites convergentes 54, 103, 105, 346, 364 limites divergentes 103, 105, 110, 345, 364 inguas de gelo 218, 240 unha de charneira 406, 407, 408, 409 Inha de equilíbrio 219 linhito 473 listricas 415, 419 litosfera 18, 21, 44, 49, 50, 52, 70, 71, 89, 90, 91, 92, 98, 101, 102, 104, 329, 330, 361, 373, 391, 400, 412, 484, 494, 504, 505 loess 238, 254, 259

lutito 169, 294, 295

maciça 204, 229, 328, 336, 390, 396 macroplacas 502, 507 máfico 38, 86, 335, 340 magma 15, 18, 21, 31, 38, 39, 40, 81, 88, 90, 114, 150, 271, 321, 324, 328, 329, 330, 331, 333, 332, 334, 335, 337, 338, 342, 343, 345, 346, 349, 350, 353, 355, 359, 361, 362, 365, 368, 370, 371, 376, 377, 378, 379, 390, 450, 458, 485 magnetosfera 74, 75 mantélico 384, 333, 501 manto 13, 17, 20, 21, 23, 40, 49, 50, 66, 67, 84, 86, 87, 88, 90, 92, 94, 95, 98, 101, 102, 103, 104, 105, 108, 128, 129, 217, 271, 275, 319, 321, 325, 329, 330, 331, 340, 349, 350, 367, 372, 384, 404, 450, 457, 484, 500, 502, 508 manto de alteração 141, 144, 157, 165, 171

554 INDICE REMISSIVO

manto de gelo 216, 217, 218, 233, 235 manto inferior 89, 90, 95, 105, 346, 372 manto superior 50, 67, 69, 86, 88, 89, 95, 101, 108, 329, 333, 349, 350, 450, 484, 500, 502 maquinas term cas 90 marcas de percussão 225 marcas onduladas 168, 170, 190, 204, 234, 252, 254, 257, 259, 298, 302, 303 maré 67, 91, 217, 218, 228, 264, 272, 275, 433, 472, 505, 525 mares de areia 250, 254, 256, 259 margem continental 57, 108, 109, 110, 190, 240, 265, 269, 277, 278, 279, 280, 286, 398 matriz 171, 172, 176, 187, 228, 229, 292, 294, 296, 297, 336, 340, 354, 388, 394, 397, 436, 525 matriz energenca 472, 525 meandro abandonado 208, 210, 211 megafeicoes ineares 233 megalcques 201 megaondulações 168, 182, 187 meia-vida 9, 17, 321, 322, 323, 325, 482, 484 melange 108 mesosiera 89 metamórfica 38, 40, 306, 383, 386, 387, 392, 396, 406, 419, 459 metamorfismo 39, 40, 106, 163, 288, 312, 323, 324. 325, 344, 346, 382, 383, 386, 388, 389, 390, 391, 397, 398, 418, 419, 450, 461, 484, 494 metassomatismo 386 meteoritica 13, 14 meteoros 13 m.caxistos 383, 385, 396 micrito 176, 300 microondulações 168 microp.acas 501, 502 migmatitos 384, 388, 398 migração primária 476 migração secundaria 476 milonito 394, 397, 414, 415, 417 mma 91, 441, 453, 475, 482 minerais primarios residuais 144 minerais secundários 144, 145, 146, 154, 156, 162 mmerais-indice 391 mineral 28, 29, 31, 32, 34, 35, 36, 37, 72, 88, 90, 130, 134, 140, 144, 145, 147, 152, 162, 170, 172, 259, 283, 286, 303, 321, 322, 323, 324, 328, 341, 344, 383, 387, 394, 407, 436, 441, 446, 447, 450, 452, 453, 455, 456, 462, 463, 464, 466, 467, 468, 469, 470, 472, 473, 474, 475, 518, 524, 525 mineral acessorio 37, 132, 396, 451 mineral de ganga (ou ganga) 452 mineral de minerio 162, 163, 165, 452, 455 mineral essencial 37, 38, 88 nuneral industria 452 mmeraloide 29, 30 minério 28, 162, 163, 165, 303, 446, 447, 451, 452, 453, 454, 455, 460, 467, 475, 504 mmérios metalicos 303, 309, 452 minerios não-metá icos 452 Moho 49, 50, 84, 87

molhes 283 monossialitização 147, 148, 149, 150, 154, 156 morena 233, 240 mudanças globais 516

nebiliosa 7, 9, 12, 13, 15, 24, 25, 31 nebulosa solar 9, 12, 13, 15, 24, 31 neck 210, 339, 344, 345, 361, 362 neoformados 144, 154, 155, 383, 46. ncomorfismo 292 neturi smo 31 Newton 64, 66, 401 nivers estruturais 405 nível dágua 119, 127 nevel freatico 121, 122, 123, 125, 128, 179, 199 nódulos 88, 284, 291, 329, 462 nucleo externo 49, 78, 79, 89, 90, 92, 105, 372, 483 núcleo interno 49, 66, 78, 85, 90, 94, 483 nucleogênese 5, 9 nucleossintese 8, 9, 13, 17 numero atomico 9, 90, 320, 321 número de massa atômica 320 nuvem ardente 356 nuvem de Oort 24

0 -

oasis 252, 253, 359 obliquidade 412, 413 oceanos exteriores 50k oceanos interiores 508 ofiolate 85, 86, 107, 108, 109 onda 35, 46, 47, 48, 49, 50, 52, 56, 62, 76, 182, 197, 262, 272, 273, 275, 406, 483, 497, 514 ondas sismicas 44, 45, 46, 49, 50, 52, 78, 84, 90, 95, .02, 330, 376 opaco 35 operação de simetria 29 organismos eucarióticos 502 orogênese 103, 109, 111, 245 oxidação 35, 91, 132, 143, 145, 147, 162, 163, 165. 437, 438, 439, 474, 494, 504, 512

padrão de anomalia 80 Padrão "zebrado" de anomalias do assoalho occânico 8 paleomagnetismo 37, 79, 81, 100 Pangea 98, 111, 507, 511, 516 pantano 115, 204, 211, 213 paragenese mineral 387 parâmetros elásticos 84, 91 parcéis 277 Pascal 401 passive 53, 55, 108, 491 pavimento de clastos 230 pavimentos deserticos 252 pedogênese 38, 40, 127, 140, 141, 179 perda de solo 520 perfil de alteração 140, 141, 144, 155, 156, 158, 162 perfil de solo 140, 141, 160

R -

pendotito 87, 88, 89, 342, 458 perimetro de proteção de poço (PPP) 443 periodo 4, 5, 17, 24, 45, 47, 51, 52, 60, 64, 66, 74, 77, 1.2, 118, 162, 163, 171, 172, 224, 244, 275, 281, 282, 314, 316, 331, 369, 373, 374, 388, 404 424, 433, 446, 473, 494, 495, 496, 499, 502, 509, 520 permafrust 23-7, 238 permeabilidade 122, 132 199, 291, 379, 430, 476 pesquisa m.neral 462 petroleo 42, 47, 64, 68, 163, 192, 205, 472, 475, 477, 478, 479, 480, 490, 492 placa tectônica 104, 108 planck.and 4 p anetas 2, 9, 11, 12, 13, 14, 16, 17, 18, 22, 23, 25, 31, 64, 66, 90, 331, 512 planetesimos .2, 13, 15, 19, 24 planicie abissal 189, 265 planicie de nundação 22, 204, 208, 210, 211, 212 plano de perfil da dobra 407 plasma argilo-humico 157, 158 p.astica 18, 66, 89, 169, 188, 390, 403, 405 p ataforma continental 57, 170, 174, 238, 240, 263, 264, 278, 280, 450, 457, 478, 479, 497 plataforma de gelo 216, 241 platós ou terraços marginais 280 p.uma mantelica 372, 373, 498 plumas contaminantes 436, 442 plumas do manto 105 plutônica 38, 40, 85, 86, 106, 125, 342, 382 plutonismo 311, 312, 346, 450, 494 poeira riterestelar 2, 7, 64 polimorfismo 32 poluição 437, 469, 475, 521, 522, 526 ponto anfidrômico 275 porfint.ca 336, 340, 462 porfiroblástica 396 poros dade cárstica 121, 125 poros dade de fratura 121 porosidade primária 121, 122, 125, 292, 293, 433 poros.dade secundária 121, 130, 293 potencial hidraulico 122, 123, 126 precipitação meteórica 114 prisma de acresção 108, 109 processo de subducção 104, 106, 398 processos aluviais 191, 192 processos cíclicos 499 produção primaria 269 profundidade de 49, 84 86, 114, 237 profundidade de compensação do carbonato 270 proglaciais subaquáticos 241 proglaciai 231, 234, 239 protolitos 382 pumuce 338, 340, 368, 369

radiação de fundo 25 rastejamento 127, 128, 181, 220, 240 reator nue car 48 recarga 118, 119, 120, 123, 126, 127, 133, 27., 358, 430, 431, 432, 442, 485 recurso mineral 301, 446, 447, 455 recursos energéticos 307, 471, 472, 492, 525 regime termico 21, 216, 220, 221, 222, 224, 24 regional 39, 52, 56, 59, 69, 110, 125, 133, 156, 193, 213, 260, 281, 377, 386, 388, 389, 406, 4.7, 439, 461, 463, 486, 499, 522 registro geológico 111, 192, 202, 216, 242, 243, 244, 252, 259, 270, 306, 312, 316, 494, 495, 502, 507 regolito 118, 119, 120, 125, 141, 181, 495 regressão marinha 245, 280, 510 re ento 413, 414, 416, 419, 455 relações entrecortantes de corpos rochosos 313 remoção 71, 132, 140, 144, 147, 199, 222, 223, 224, 225, 226, 252, 358, 436, 442, 474 reo.ogia 185, 188, 190, 403 reserva explotáve. 442 reserva minera, 446, 447 reserva permanente 442 reserva reguladora ou dinâmica. 442 reservatorio 58, 59, 114, 115, 262, 361, 362, 364, 430, 476, 477, 489 realculo enstalino 29, 165, 323, 324, 333 retro-arco 107 rift valley 109, 110, 281 rifte 100, 110, 462 rigidez 50, 54, 84, 179, 330 rio 42, 51, 52, 56, 62, 68, 96, 112, 116, 118, 120, 137, 138, 168, 169, 172, 180, 190, 192, 193, 194, 196, 197, 198, 199, 200, 201, 204, 206, 207, 208, 209, 210, 211, 212, 213, 226, 235, 256, 257, 260, 274, 278, 288, 291, 303, 314, 344, 351, 367, 373, 408, 410, 416, 417, 426, 428, 458, 474, 488, 496, 520, 522 no anastomosado 211 no entrelaçado 206, 207 no meandrante 206, 208, 210, 211, 303, 496 no retilineo 197, 200 molito 342 rios effuentes e influentes 120, 121 risco sismico 62 ritmito 237, 294, 301, 302 rocha 15, 18, 19, 20, 21, 25, 28, 35, 37, 38, 40. 42, 46, 51, 60, 62, 80, 81, 84, 87, 88, 89, 103, 118, 119, 130, 132, 134, 140, 141, 143, 148, 149, 152, 153, 162, 165, 170, 171, 178, 196, 203, 215, 217, 221, 223, 224, 225, 238, 254, 260, 286, 289, 290, 292, 294, 295, 296, 297, 299, 301, 313, 317, 321, 322, 323, 324, 325, 329, 331, 332, 333, 335, 336, 337, 338, 339, 340, 341, 342, 343, 344, 345, 350, 354, 355, 359, 366, 367, 378, 379, 382, 384, 385, 386, 387, 390, 395, 400, 405, 430, 446, 450,

452, 457, 458, 459, 472, 476, 480, 514

rocha capeadora 476

rocha moutonnée 223, 226

rocha reservatório 476 rocha-fonte 174, 297, 333, 476 rocha-total 324 rochas industriais 452, 456 rochas metamórficas 31, 39, 42, 70, 85, 102, 118, 325, 363, 381, 382, 383, 388, 391, 393, 394, 395, 396, 397, 398 rolamento 180, 181 rompimento de dique 208, 211 rudito 169, 294, 295 salinização 120, 317, 489, 518, 525 saltação 180, 181, 182, 183, 187, 252, 257 sambaqui 281, 302 saprolito 140, 141, 155, 157, 158 sapropélico 473 saprotético 473 satélites 16, 17, 18, 23, 25, 66, 77, 234, 284, 331, 361, 362, 371, 378, 411, 522 sedimentar 38, 39, 40, 47, 103, 163, 168, 169, 170, 172, 173, 174, 175, 176, 179, 180, 182, 183, 188, 189, 190, 192, 197, 229, 230, 235, 241, 263, 278, 280, 286, 287, 288, 289, 290, 292, 293, 294, 298. 306, 309, 313, 318, 325, 343, 382, 391, 396, 406, 418, 437, 450, 457, 458, 460, 472, 495, 520 sedimento 13, 37, 39, 40, 42, 60, 68, 71, 86, 105, 107, 108, 109, 118, 121, 122, 125, 127, 133, 144, 163, 165, 167, 168, 169, 170, 171, 172, 173, 174, 175, 177, 178, 179, 180, 181, 182, 186, 188, 189, 190, 192, 193, 194, 195, 197, 199, 200, 201, 203, 207, 209, 210, 211, 212, 224, 227, 231, 232, 233, 234, 235, 236, 237, 238, 239, 240, 241, 242, 243, 244, 274, 286, 294, 309, 408, 434, 437, 497 sedimento ortoquimico 179 sedimentos alóctores 175 sedimentos autigênicos 267 sedimentos autóctones 178 sedimentos biogênicos 267, 278 sedimentos eólicos 187, 248, 254, 259 sedimentos terrigenos 267, 272, 278 separação 5, 16, 17, 57, 82, 84, 87, 100, 112, 141, 205, 238, 242, 269, 275, 281, 287, 311, 328, 359, 397, 413, 458, 475, 496, 497, 509 sequência principal 7, 8, 9, 11 siálica 38, 502, 514 sialitização 147 sideritos 16, 17, 24 siderólitos 16, 24 sienito 340, 341, 342, 383 sill 238, 308, 339, 342, 343 silte 169 simetria cristalográfica 29 sinuosidade 197, 198, 200, 201, 209, 210, 211, 213 sismicidade 43, 44, 45, 54, 55, 56, 58, 59, 60, 190 sismicidade induzida 44, 60 sismicidade interplacas 54 sismicidade intraplaca 54

sismo 45, 46, 47, 50, 51, 53, 60, 183, 189, 379, 477

sistema cristalino 29, 31 solidariedade 523 solidus 87, 89, 92, 329, 331 solifluxão 127, 128, 181, 238 solo 25, 40, 50, 51, 62, 115, 116, 118, 119, 120, 127, 128, 132, 136, 139, 140, 141, 143, 154, 156, 157, 158, 160, 161, 162, 171, 174, 183, 185, 206, 236, 237, 238, 250, 252, 254, 260, 288, 357, 361, 377, 378, 414, 432, 437, 439, 483, 518, 520 solo tropical 198 solução de alteração 144, 146 solução de lixiviação 144, 145 solum 140, 141, 155 sotavento 170, 255, 256, 257, 259 stock 84, 98, 216, 248, 262, 275, 307, 315, 339, 344, 345, 358, 367, 373, 498, 518 subglacial 221, 223, 224, 227, 229, 230, 231, 233, 234, 235, 240, 241 sublimação 116, 219, 232 substituição 32, 118, 134, 292, 490, 520 sucessão biótica 314, 316 sulcos 128, 129, 136, 204, 223, 224, 225, 291 superexploração 430, 432 superficie axial 407, 409 superficie potenciométrica 126, 127 superficies polidas 253 supernova 8, 9, 17, 25 superposição 134, 229, 306, 308, 309, 495, 506 suspensão 170, 180, 181, 182, 183, 188, 189, 190, 193, 199, 209, 210, 211, 234, 235, 236, 237, 242, 250, 251, 252, 267, 292, 295, 373, 458 suspensão eólica 251 sustentabilidade 523, 524, 528 sustentável 78, 140, 276, 442, 446, 474, 517, 521, 522

talude continental 53, 190, 264, 265, 278
talvegue 197
tectônica 18, 21, 22, 27, 55, 81, 90, 97, 98, 101, 104, 108, 109, 116, 125, 138, 144, 174, 210, 266, 268, 271, 282, 288, 330, 345, 384, 397, 400, 415, 419, 461, 473, 485, 495, 498
tefra 354

temperatura de bloqueio 323 tendências seculares 495, 499, 500, 516 teor 130, 131, 132, 163, 165, 187, 239, 447, 449 teor de sílica 331, 333, 337 termoeletrica 472, 480, 485 Terra bola de neve 245 Terra estufa 242 Terra refrigerador 242, 243 terremoto 44, 45, 52, 53, 62, 84, 293, 369, 496 terrigeno 177, 190, 267, 286, 287, 294 textura 22, 37, 38, 141, 150, 152, 282, 291, 292, 295, 337, 338, 339, 340, 341, 342, 354, 382, 385, 388, 390, 394, 458 textura (de rocha) 37 tilito 223, 229, 231, 242, 293 tração 60, 181, 182, 190, 267

traco 34, 36, 37, 54, 105, 194, 292, 301, 315, 407, 412, 413, 497 transformados 144 transgressão marinha 245, 280 transporte de grãos livres 172, 181 transporte englacial 227, 229 transporte gravitacional 172, 185 transporte mecânico 170, 171, 175, 176, 179, 251 transporte químico 170, 174 transporte supraglacial 227 trapa 476 travertine 357 tremores de terra 45, 350 trincheira 100, 108, 346 tsunami 53, 62, 374, 497, 514 turfa 39, 210, 211, 213, 473 turfeira 211

U ·

uniformitarismo 307, 314, 317 urânio enriquecido 481

V

Vale cárstico 136
vale cárstico 137
vales cegos 134, 136
vales glaciais 225, 226, 227, 238
variação secular 74
variedade 21, 34, 35, 36, 125, 224, 256, 266, 287, 316, 333, 335, 358, 391, 459, 495
varvito 237, 242, 293, 302
vazão específica 123
veio 28, 114, 294, 345, 356, 384, 386, 395, 459
ventifactos 253, 254
vento solar 64, 74, 75
vesiculas 340, 350, 366
Via Láctea 3, 6

vida procariótica 502
vulcânica 19, 20, 21, 23, 38, 40, 88, 100, 106, 116, 175, 178, 227, 262, 277, 284, 329, 336, 339, 348, 349, 350, 351, 353, 355, 358, 360, 362, 363, 366, 369, 373, 375, 379, 460, 485, 508, 509
vulcanismo 21, 23, 40, 68, 90, 92, 100, 103, 106, 107, 245, 312, 329, 346, 347, 348, 349, 353, 361, 364, 365, 366, 367, 373, 379, 390, 400, 450, 458, 494, 509, 512
vulcão 21, 22
vulnerabilidade à poluição de um aquifero 437

X

xenólitos 88, 329, 345 xistosa 385, 395, 396

Y

yardangs 253, 254

Z

zona abissal 276 zona batial 276 zona de ablação 219, 228 zona de acumulação 219, 241 zona de aterramento 240 zona de baixa velocidade 49, 50, 84, 87, 89, 90, 102 zona de charneira 406, 407 zona de subducção 106, 107, 397, 398 zona freática 119, 290 zona hadal 276 zona hemipelágica 276 zona metamórfica 391, 392 zona neritica 276 zona pelágica 276 zona saturada e não-saturada 119, 437 zona vadosa 120, 135, 290

O "Ano-Terra".

A escala do tempo geológico e os principais eventos da evolução da Terra. Para facilitar a compreensão da magnitude dos 4,56 bilhões de anos de tempo geológico, costuma-se contar a história da Terra como se ela tivesse ocorrido no intervalo de um ano (idades segundo Gradstein & Ogg, 1996).

Más	Data	Eventos	Idade em milhões de anos	Subdivisão do tempo (Ma = milhões de anos)
JANEIRO	1	Formação da Terra, seguida, até as meados de fevereiro, pela estruturação do núcleo, manto e crosta, e formação da atmosfera e hidrosfera. Freqüentes impactos meteoríficos, alguns gligantescos.	4.560-4.000	0
	29	Mais antigos materiais terrestres (cristals de zircão), preservados como grãos detriticos no Conglomerado Jack Hills, (W. Austrália)	4.200-4.100	<
FEVEREIRO	12-18	Mais antigas rochas preservadas na Terra: a Gnaisse Acasta (Canadá)	4.030-3.960	D
		Meados de fevereiro até meados de junho; a tectônico global é uma dança frenético de microplacas, movida pela alta produção de calor radiogênico. Crosto siálica (continental) é adicionada em profusão como resultado da rápida reciclogem e diferenciação magmática.	4.000-2.500	AROL
MARÇO .	02, à noite	Mais antigas evidências de vida? (Material grafitoso em rochas metamárticos do Graenlândia)	3.800	-
	26	Mais ontigas restos incontrovertidos de vida: microfósseis procarióticos e estromatólitos (W Austrália e África do Sul)	3.500	0
OHNUL	14	Consolidação final dos primeiros grandes continentes: fecho do Eon Arqueano	2.500	ш.
		Inicio do Eun Proterozóico	2.500 até hoje	0
		Fósseis (estromatólitos e microfósseis), granitos e rochas carbonáticas tornam-se mais comuns.		Ü
		A tectônica global avança, possando de um regime de micro para macroplacas. Atá a fim do "Ano Terra" as continentes sofrerão repetidas rupturas, collsões e rearranjas. Cadeias de montanhas serão erguidas e eradidas enquanto o assoalho oceânico se renova, ritmicamente, mais de 10 vezes, em média uma vez a cada 16 dias (= a cada 200 milhões de anos).		020
INTHO	16	Primeiras evidências de clima glacial em grande escala.	2.100	Œ
	24	Em função do expansão de micróbios fotossimetizadores nos mares, a atmosfera se toma exidante após longo período de transição iniciado antes de 14 de junho. Depositam-se as maiores depósitos de ferro conhecidos, inclusive os do Quadrilátero Ferrilero e do Sema dos Carajás. Surgem os primeiros arganismos eucarióticos num mundo dominado pelos procariontes.	2.000	ROTE
OUTUBRO	12	Após longo período de dominância pelas procariontes, os eucariontes microscópicos começam a se diversificar (advento da sexualidade?)	1.000	Z
NOVEMBRO	14, às 19:12 h	Mais antigas evidências de animais: impressões de invertebradas simples, de "corpo mole", desprovidos de conchas ou carapaças. Canhecidos, coletivamente, como a Fauna de Ediacara.	590	0

Mês	Data	Eventos		milhões de onos		divisõo de = milhões		
	18, 6s 09:36 h	Explosão adoptativa de invertebrados co carapaças, põe fim ao Eon Proferozóico simultaneamente, ao Período CAMBRIAI PALEOZOICA e ao Eon FANEROZOIC	e do inicio, NO o Era	545		AMBRIANO 95 Maj 21/11		
	25	Plantas não vasculates aparecem nos co Os peixes despontam na meio aquático		450	ORE OVIC 495-443 21a 26	Mo.		
		Os grandes paleocontinentes do Paleoza Gonduana, taurência, Báltica e autros toma norma	ólco —				CA	
	28	Plantas vasculares iniciam sua conquistraminentes.	o dos	420	SHURIAM (443-417 A 26 c 28/	via)	920	
00	1-12	Os continentes paleazáicos calidem, ag até o tim do Paleazóico, num único sus a Pangea. Formam-se grandes cadeias a como os Apolaches, os Uras, a Precordine	390-250	DEVONIA (417-354 28/11 o 02	NO H			
	13	Os primeiros vertebrados saem da água [Devoniano Médio]	380-350			4		
		Aparecem as primeiras florestas de plan vasculares primitivas e também as primi com semantes (gimnospermas) (Devania				ER		
	03	Primeiros répleis. Florestas pantanasas	rimeiros réptels. Florestas pantanosas de licolitas, isteriófitas e sa nambalas farnecem material pura rrandes depósitos de carvão					C
	(2	A Era Paleazóica se ancerra de madruga dramaticas extinções (final do Permiano)	248	FERMIAN 290 248 A 08 o 12/	(alv		6	
	12-26	Porigeo con eça a se desagregar, dando	248 65	TRIASSICO (248-206 Mg) 12 a 15/12		Y.	4	
	13	Os répteis diversificam-se. Surgem os de os marniferos, mas serão os répteis que o Terro di rante as próximos duas seman	230			ZÓIC	6	
	20-31	Na processa do desmantelamento do Po América do Su separa se do África (im Cretacea) e migra para sua posição atu- om os autros continentes	140 ate haje	URASSICO (206-142 Mo) 15 o 20/12 CRETACEO (142-65 Ma) 20 o 26/12		RA MESOZÓICA	0	
	22	Surgem as plantas com flores langiospe ropidamente dominam as floras confine	120				2	
	28	Extinção dos alnossauros e muitos outro organismos maico o tinol do Ero Mesoz	65			ш	4	
	26, as 19:12 h	In cio da Era CENOZOICA dominio dos mamileros, anglospermas e insetos.	(Épocas) PALEOCENO	65	(65-24 Mo) 26 o 30/12	la		III.
	27, 65 14:24 h		EOCENO	55	ALEOGEN((65-24 Mo) 26 o 30/12	TERCIÁRIO (65-1,8 Ma) 26 a 31/12		
	29_os 09:36 h		OLIGOCENO	33	PA Se	31/12		C
	30, 55 02:24 h		MIOCENO	24	0 70	ARIO 26 G	×	U
	31. ds 13,55 h		PUCCENO	5,3	GENO B Mal	RCIA	ĕ	
	31, 6s 19-12 h	Os primeiros membros de nosso género (Homo) aparecem na África		2	NEO GENO (24.1,8 Ma) 30 a 31/12	E	CENOZÓICA	
	31, as 20,38 h		1,8	QUATERN 1,8 Ma -		S		
	31, ås 23,58,50		10.000 ones até hoje			ERA		
	31 às 23:59:57 +	Labrat chega ao Brasil		500 arios			Ш	
	31 0s	Brail república, primeira querra mundi médica automovel ovido hamburguer, punic ina, codigo genetico saré le anti romputador, celular bumcos negros, hi naz mundia ? Erradicação da fome? N linhoes de pessoas, industrie latos nos	televisão Icial, omem na Lua	120 unds				